

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

CARACTÉRISATION DE LA VARIABILITÉ INTERNE DES  
MODÈLES RÉGIONAUX DE CLIMAT

THÈSE  
PRÉSENTÉE  
COMME EXIGENCE PARTIELLE  
DU DOCTORAT EN SCIENCES DE L'ENVIRONNEMENT

PAR  
PHILIPPE LUCAS-PICHER

AOÛT 2008

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

CHARACTERIZATION OF THE REGIONAL CLIMATE  
MODELS' INTERNAL VARIABILITY

THESIS  
PRESENTED  
AS PARTIAL REQUIREMENT  
FOR PHD DEGREE IN ENVIRONMENTAL SCIENCES

BY  
PHILIPPE LUCAS-PICHER

AUGUST 2008

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL  
Service des bibliothèques

Avertissement

La diffusion de cette thèse se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire *Autorisation de reproduire et de diffuser un travail de recherche de cycles supérieurs* (SDU-522 – Rév.01-2006). Cette autorisation stipule que «conformément à l'article 11 du Règlement no 8 des études de cycles supérieurs, [l'auteur] concède à l'Université du Québec à Montréal une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de [son] travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, [l'auteur] autorise l'Université du Québec à Montréal à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de [son] travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de [la] part [de l'auteur] à [ses] droits moraux ni à [ses] droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, [l'auteur] conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont [il] possède un exemplaire.»

## REMERCIEMENTS

Cette thèse est le fruit d'un effort étalé sur quatre ans. Elle a été réalisée avec l'aide de nombreuses personnes que j'aimerais bien remercier. Quittant le Québec pour un post-doctorat au Danemark, je veux aussi profiter de cet espace pour souligner mon agréable séjour de 7 ans avec le groupe du modèle régional canadien du climat (MRCC).

Tout d'abord, je tiens spécialement à remercier mon directeur, le professeur associé Daniel Caya, pour son encadrement autant durant ma maîtrise, durant mon contrat de travail d'un an entre mes deux diplômes, ainsi que durant mon doctorat. Ses conseils et son appui durant tout mon parcours m'ont beaucoup aidé à mener mes projets à terme.

Je tiens aussi à remercier mon codirecteur, le professeur René Laprise, pour le soutien financier, pour avoir répondu à mes nombreuses questions et pour ses conseils. Je tiens aussi à le féliciter pour l'équipe remarquable qu'il a bâtie au fil du temps, tant au niveau scientifique que pour les qualités humaines des gens. Je veux aussi souligner la grande collaboration du professeur associé Ramón de Elía pour les nombreuses discussions scientifiques et ses recommandations qui ont enrichi mes réflexions tout au long de mon cheminement, spécialement durant le doctorat.

Par ailleurs, d'autres remerciements sont adressés à Michel Giguère, Claude Desrochers et Mourad Labassi qui jouent un rôle effacé, mais combien important, par le support informatique nécessaire aux exigeantes simulations climatiques.

Je ne voudrais pas oublier de remercier aussi mon oncle Jacques, éternel sceptique, avec qui j'ai eu de nombreux débats interminables sur le sort de la planète. Son esprit plus que critique a contribué à approfondir mes pensées. Finalement, je ne voudrais pas oublier ma famille, mes amis, les membres du groupe du MRCC et les gens d'Ouranos qui m'ont supporté tout au long de mes études.

# TABLE DES MATIÈRES

LISTE DES FIGURES .....	viii
RÉSUMÉ.....	xiii
INTRODUCTION.....	1
CHAPITRE I	
INVESTIGATION DE LA VARIABILITÉ INTERNE DES MODÈLES RÉGIONAUX DE CLIMAT AVEC UN ENSEMBLE DE DIX SIMULATIONS DE DIX ANS SUR UN GRAND DOMAINE.....	20
PAGE TITRE .....	21
RÉSUMÉ .....	22
ABSTRACT.....	23
1.1 INTRODUCTION.....	24
1.2 EXPERIMENTAL SET-UP .....	29
1.3 RESULTS AND ANALYSIS.....	31
1.3.1 Climate Statistics of the Internal Variability .....	31
1.3.2 Time evolution of the IV .....	33
1.3.3 Annual cycle and interannual variability of the IV.....	34
1.3.4 Spatial distribution of the IV.....	37
1.3.5 Influence of the IV over climate estimations .....	42
1.4 CONCLUSIONS .....	46
REFERENCES.....	49

## CHAPITRE II

<b>QUANTIFICATION DU CONTRÔLE DES CONDITIONS AUX FRONTIÈRES LATÉRALES D'UN MODÈLE RÉGIONAL DE CLIMAT AVEC UN TRACEUR DE VIEILLISSEMENT.....</b>	<b>60</b>
PAGE TITRE .....	61
RÉSUMÉ .....	62
ABSTRACT.....	63
2.1 INTRODUCTION.....	64
2.2 EXPERIMENTAL SET-UP .....	70
2.2.1 <i>The Canadian Regional Climate Model.....</i>	70
2.2.2 <i>The ensemble of simulations .....</i>	70
2.2.3 <i>The ageing tracer.....</i>	71
2.3 RESIDENCY TIME DIAGNOSTICS.....	73
2.3.1 <i>Instantaneous values of the residency time.....</i>	73
2.3.2 <i>Evolution of the residency time .....</i>	74
2.3.3 <i>Spatial distribution of the mean residency time.....</i>	75
2.4 LINK BETWEEN THE RESIDENCY TIME AND THE INTERNAL VARIABILITY .....	77
2.4.1 <i>Diagnostics of the internal variability .....</i>	77
2.4.2 <i>Comparison between the evolution of the internal variability and the residency time.....</i>	80
2.4.3 <i>Comparison between the spatial distribution of the internal variability and the residency time.....</i>	81
2.5 CONCLUSIONS .....	86
REFERENCES.....	90
<b>CONCLUSION.....</b>	<b>105</b>

**APPENDICE A****RCM'S INTERNAL VARIABILITY AS FUNCTION OF DOMAIN SIZE .... 114****APPENDICE B****RELATION BETWEEN RCM'S INTERNAL VARIABILITY AND  
RESIDENCY TIME OF THE ATMOSPHERIC PARCELS INTO THE  
LIMITED AREA DOMAIN..... 120****BIBLIOGRAPHIE..... 127**



## LISTE DES FIGURES

Figure		Page
1.1	North American domain uses for the CRCM ensemble of simulations. This domain contains 193 X 145 grid cells at a 45-km resolution. Topographic heights are contoured every 500 m. ....	52
1.2	1980-1989 square root of the domain-average inter-member variance ( $\sqrt{\sigma_x^{2,xy}}$ ) computed with 10 members for a) the mean-sea-level pressure (MSLP; hPa), b) precipitation (PCP, mm/d) and c) screen temperature (ST, °C). The colored curves present the spatial root-mean-square-differences (RMSDs) between the estimation of the ( $\sqrt{\sigma_x^{2,xy}}$ ) using 10 members and those with 2, 4, 6 and 8 members A 30-day moving average is applied to each curve. ....	53
1.3	Mean annual cycle of $\sqrt{\sigma_x^{2,xy}}$ (internal variability) computed with ten-members over 1980-1989 in black for (a) mean-sea-level pressure (MSLP; hPa), (b) precipitation (PCP; mm/d) and c) screen temperature (ST; °C). The green line shows the interannual variability of $\sqrt{\sigma_x^{2,xy}}$ . The mean annual cycle of $\sqrt{\hat{\sigma}_x^2}$ (monthly temporal variability) over 1980-1989 of the first member is shown by the red line. The blue line shows the relative internal variability (right-hand side scale), computed as the ratio of the internal to temporal variabilities. A 30-day moving average is applied for the values associated to the black, blue and green lines.....	54

- 1.4 Square root of the time average inter-member variance ( $\sqrt{\sigma_{mslp}^2}$ ) for 1980-1989 with ten members for the mean-sea-level-pressure (hPa) in a) summer and b) winter. Square root of the ensemble-mean transient-eddy variance  $\sqrt{\sigma_t^2}$  from 1980-1989 in c) summer and d) winter. Ratio between  $\sqrt{\sigma_{mslp}^2}$  (a-b) and  $\sqrt{\sigma_t^2}$  (c-d) in e) summer and f) winter.  $\sqrt{\sigma_{mslp}^2}$  with 2 members in g) summer and h) winter. .... 55
- 1.5 Square root of the time average inter-member variance ( $\sqrt{\sigma_{pcp}^2}$ ) for 1980-1989 with ten members for the precipitation (mm/d) in a) summer and b) winter. Square root of the ensemble-mean transient-eddy variance  $\sqrt{\sigma_t^2}$  from 1980-1989 in c) summer and d) winter. Ratio between  $\sqrt{\sigma_{pcp}^2}$  (a-b) and  $\sqrt{\sigma_t^2}$  (c-d) in e) summer and f) winter.  $\sqrt{\sigma_{pcp}^2}$  with 2 members in g) summer and h) winter. .... 56
- 1.6 Square root of the time average inter-member variance ( $\sqrt{\sigma_{st}^2}$ ) for 1980-1989 with ten members for the screen temperature (°C) in a) summer and b) winter. Square root of the ensemble-mean transient-eddy variance  $\sqrt{\sigma_t^2}$  from 1980-1989 in c) summer and d) winter. Ratio between  $\sqrt{\sigma_{st}^2}$  (a-b) and  $\sqrt{\sigma_t^2}$  (c-d) in e) summer and f) winter.  $\sqrt{\sigma_{st}^2}$  with 2 members in g) summer and h) winter. .... 57
- 1.7 Square root of the variance between the ten-year climate of each member of the ensemble ( $\sqrt{\sigma_x^2}$ ) from 1980 to 1989 for the mean-sea-level pressure (MSLP; hPa) with 10 members in a) summer and b) winter. Computation is repeated for (c-d) the precipitation (PCP; mm/d) and (e-f) the screen temperature (ST; °C). .... 58
- 1.8 Departure of 1980-1989 time average for each member (indicated in the top right of the figures) from the 1980-1989 time average of the ensemble mean for screen temperature (°C) in summer. .... 59

- 2.1 North American domain used for the CRCM ensemble simulations. This domain contains 193 by 145 grid cells at 45-km resolution. The region indicated by the inner dotted square represents the computationally free domain where a 9 grid point relaxation zone is removed. Topographic heights are contoured at every 500 m. .... 95
- 2.2 Residency time (colours), geopotential heights (black contours) and wind vectors (red arrows) of the ensemble-mean on June 30 00Z 1980 at a) 200 hPa, b) 500 hPa and c) 850 hPa. Respective fields are repeated for January 1 00Z 1981 in d), e) and f). The colour scale indicates the residency time in days, the labels describe the black contours geopotential heights in decameter and the length of the arrows indicate the wind velocity in m/s with different scales for each figure. A white mask is used to remove the residency time values where the land surface crosses the 850 hPa level. .... 96
- 2.3 a) 1980-1989 times series and b) mean annual cycle of the ensemble-mean for the domain-average wind norm (m/s) at 200 hPa, 500 hPa and 850 hPa. Same as a) and b) for the residency time (days) in c) and d). .... 97
- 2.4 1980-1989 ensemble-mean residency time (colours), geopotential heights (black contours), and mean wind vectors (red arrows) in summer (JJA) at a) 200 hPa, b) 500 hPa and c) 850 hPa. Respective fields for winter season (DJF) are shown in d), e) and f). The colour scale indicates the residency time in days, the labels describe the black contours geopotential heights in decameter and the length of the arrows indicates the wind velocity in m/s with different scales for each figure. A white mask is used to remove the residency time values where the land surface crosses the 850 hPa level. .... 98
- 2.5 Mean-annual cycle of the absolute internal variability (AIV; black), temporal variability (TV; red) and relative internal variability (RIV; blue) over 1980-1989 for (a) mean-sea-level pressure (MSLP; hPa), (b) precipitation (PCP; mm/d) and c) screen temperature (ST; °C). The mean annual cycle of the TV of the first member is presented. The values of the AIV and TV are associated to the left-hand side scale while the values of the RIV are associated to the right-hand side scale. A 30-day moving average is applied to the values of the AIV and RIV..... 99

- 2.6 Absolute internal variability (AIV): Square root of the 1980-1989 time average inter-member variance ( $\sqrt{\sigma_{mslp}^2}$ ) for mean-sea-level pressure in a) summer and b) winter. Temporal variability (TV): Square root of the ensemble-mean temporal variance  $\sqrt{\sigma_t^2}$  from 1980-1989 in c) summer and d) winter. Relative internal variability (RIV): Ratio between  $\sqrt{\sigma_{mslp}^2}$  (Fig. a and b) and  $\sqrt{\sigma_t^2}$  (Fig. c and d) from 1980-1989 in e) summer and f) winter..... 100
- 2.7 Absolute internal variability (AIV): Square root of the 1980-1989 time average inter-member variance ( $\sqrt{\sigma_{pcp}^2}$ ) for precipitation in a) summer and b) winter. Temporal variability (TV): Square root of the ensemble-mean temporal variance  $\sqrt{\sigma_t^2}$  from 1980-1989 in c) summer and d) winter. Relative internal variability (RIV): Ratio between  $\sqrt{\sigma_{pcp}^2}$  (Fig. a and b) and  $\sqrt{\sigma_t^2}$  (Fig. c and d) from 1980-1989 in e) summer and f) winter..... 101
- 2.8 Absolute internal variability (AIV): Square root of the 1980-1989 time average inter-member variance ( $\sqrt{\sigma_{st}^2}$ ) for screen temperature in a) summer and b) winter. Temporal variability (TV): Square root of the ensemble-mean temporal variance  $\sqrt{\sigma_t^2}$  from 1980-1989 in c) summer and d) winter. Relative internal variability (RIV): Ratio between  $\sqrt{\sigma_{st}^2}$  (Fig. a and b) and  $\sqrt{\sigma_t^2}$  (Fig. c and d) from 1980-1989 in e) summer and f) winter..... 102
- 2.9 Scatter diagram of the 1980-1989 time-average ensemble-mean residency time at 850 hPa and square root of the 1980-1989 time-average inter-member variance (absolute internal variability) for a) mean-sea-level pressure (MSLP), b) precipitation (PCP) and c) screen temperature (ST). Blue is for winter while red corresponds to summer.... 103

2.10	Scatter diagram of the 1980-1989 time-average ensemble-mean residency time at 850 hPa and the 1980-1989 time-average relative internal variability for a) mean-sea-level pressure (MSLP), b) precipitation (PCP) and c) screen temperature (ST). Blue is for winter while red corresponds to summer. ....	104
A.1	The CRCM domain used for Caya and Biner (2004), E1, E2 and E3. The domain contains 121X121 grid points at 45 km. RMSD time series are computed in the inner 101X101 grid points. Topographic height is shown as different shades of gray.....	117
A.2	RMSD time series of MSLP for a) Caya and Biner (2004), b) E1, c) E2, d) E3, e) E4 and f) E5. The dotted lines show the monthly spatial standard deviation of each simulation, which are representative of the climatological value of the variability.....	118
A.3	The CRCM domain used for E4 and E5. The domain contains 193X145 grid points at 45 km resolution. RMSD time series are computed over the inner 173X125 grid points. Topographic height is shown as different shades of gray. ....	119
B.1	Mean residency time in a) summer (JJA) and b) winter (DJF) at 850 hPa for the ten-year simulation. The arrows indicate the wind circulation. ....	123
B.2	MSLP TRMSD for a) summer (JJA) and b) winter (DJF) for the ten-year simulation.....	124
B.3	Scatter plot between the MSLP TRMSD and the residency time in a) summer (JJA) and b) winter (DJF). ....	125

## RÉSUMÉ

Les modèles régionaux de climat (MRC) sont maintenant reconnus comme des outils efficaces pour augmenter la résolution des simulations climatiques à un ordre d'environ 50 km. Cette résolution est jugée nécessaire pour décrire de nombreux impacts liés aux changements climatiques. Un modèle régional de climat (MRC) performe une simulation climatique sur une sous-région du globe. Pour cette raison, un MRC doit utiliser des données pilotes au pourtour de la sous-région pour tenir compte de la circulation atmosphérique qui parcourt le globe.

Les données provenant d'un MRC sont de plus en plus utilisées par les décideurs pour prendre des mesures d'adaptation adéquates en fonction des changements climatiques projetés. Pour cette raison, les scientifiques qui livrent les données climatiques aux décideurs doivent fournir les données les plus précises possibles. L'une des incertitudes des projections de changements climatiques produites par les MRC est associée au comportement chaotique du système climatique qui est simulé. En raison de ce comportement, le climat simulé avec un MRC peut diverger d'un autre climat simulé lancé avec des conditions initiales légèrement différentes tout en étant en accord avec les mêmes forçages imposés. La variabilité mesurée entre les simulations lancées avec différentes conditions initiales est appelée variabilité interne. La variabilité interne des MRC est étudiée depuis quelques années. Ces études sont généralement limitées par les ensembles de simulations nécessaires au calcul de la variabilité interne. Ces ensembles comportent généralement peu de simulations qui sont courtes et qui sont intégrées sur de petits domaines.

Le premier objectif de cette thèse consistait à vérifier les hypothèses émises dans les articles précédents sur la variabilité interne des MRC en utilisant un ensemble de simulations actuel. Afin de répondre à cet objectif, un ensemble comportant dix simulations de dix ans couvrant l'Amérique du nord a été réalisé avec le modèle régional canadien du climat. L'évolution temporelle de la variabilité interne de cet ensemble pour la pression au niveau moyen de la mer (PNM) et pour la température au niveau de l'abri (TA) révèle un cycle annuel faible avec des valeurs en hiver et au printemps légèrement plus élevées. Ce résultat, qui se distingue de celui des études précédentes, suggère que l'augmentation de la dimension du domaine

diminue l'efficacité du contrôle du pilote sur le MRC, ce qui augmente la variabilité interne. Pour les variables étudiées, la variabilité interne augmente généralement d'ouest en est du domaine selon la circulation générale vers l'est. Une comparaison de la variabilité interne avec la variabilité temporelle montre que la variabilité interne pour la PNM est près de son maximum en été dans le nord-est du domaine. Une comparaison du climat de dix ans pour la TA en été de chacune des simulations avec la moyenne d'ensemble montre que la variabilité interne peut avoir un impact important sur le climat simulé.

Le deuxième objectif de cette thèse consistait à trouver un outil capable de quantifier le contrôle du pilote sur une simulation effectuée avec un MRC. Cet outil est un traceur qui calcule le temps de résidence des parcelles atmosphériques à l'intérieur du domaine d'un MRC. Ce traceur a été utilisé pour première fois dans l'ensemble de simulations décrit précédemment. Les diagnostics du climat généré par l'ensemble montre le bon fonctionnement du traceur. Le temps de résidence est plus élevé en été qu'en hiver en liaison avec la circulation atmosphérique qui est plus rapide en hiver. Le temps de résidence augmente d'ouest en est à l'intérieur du domaine aussi en relation avec la circulation atmosphérique générale vers l'est. Un diagramme de dispersion généré avec les distributions spatiales de la variabilité interne relative des variables étudiées et du temps de résidence montre que la variabilité interne augmente linéairement avec le temps de résidence similairement en été qu'en hiver. Ce résultat appuie plusieurs études précédentes qui proposaient un lien entre la circulation atmosphérique et la variabilité interne. D'après la relation trouvée, le temps de résidence peut être utilisé comme un indicateur quantitatif du contrôle des données pilotes exercé sur un MRC. On envisage que cet outil sera utile pour les analyses futures effectuées avec les MRC.

Mots clés: variabilité interne, modélisation régionale du climat, ensemble de simulations, temps de résidence, climat nord-américain.

# INTRODUCTION

Le pionnier de la mécanique classique, Isaac Newton, a présenté en 1687, dans *Principia*, deux théories : les lois du mouvement et la loi de la gravitation universelle. Ces lois, révolutionnaires pour l'époque, ont permis de décrire et d'expliquer le déplacement des corps dans l'espace. Par conséquent, l'application de ces lois a rendu possible la prévision d'une multitude de phénomènes comme le mouvement des planètes autour du soleil et le cycle des marées (Peat, 2002). Ces lois apportèrent aux scientifiques une vision déterministe selon laquelle chaque action est entièrement déterminée par une action précédente, ce qui se traduit, en principe, par une prévisibilité absolue des actions subséquentes (Trump, 1998).

Par sa commodité et son applicabilité, le concept déterministe s'est alors étendu à l'ensemble de la communauté scientifique et persista durant plusieurs siècles jusqu'aux découvertes réalisées par Henri Poincaré en 1890. Ce dernier, lors de son étude des systèmes astronomiques, remarqua que la solution d'un problème était tellement compliquée et irrégulière qu'elle semblait aléatoire (Paty, 2003). À partir de faibles imprécisions dans les conditions initiales, la prévision de systèmes à trois corps et plus présentait des différences qui augmentaient anormalement dans le temps, ce qui se traduisait par deux prévisions complètement distinctes après un certain temps. En effet, l'extrême dépendance des conditions initiales dans ce problème faisait en sorte que la prévision à long terme du comportement des trois corps était impossible. Le seul moyen de faire une prévision d'une quelconque valeur se résumait à l'utilisation des conditions initiales exactes. Ce concept, selon lequel il



est impossible de faire des prévisions à long terme en raison de l'extrême dépendance aux conditions initiales, a été appelé chaos. Cette définition du chaos diffère de la définition populaire qui fait référence au désordre. En opposition avec la théorie classique déterministe, la découverte de Poincaré fut, par la suite, désignée comme celle qui est à l'origine de la théorie du chaos.

Avec l'avènement des premiers ordinateurs et de leurs grandes capacités de calcul, Edward Lorenz a entrepris, en 1963, le calcul d'une prévision météorologique à partir d'un modèle mathématique simplifié des courants de convection de l'atmosphère (Gleick, 1993). Désirant prolonger une prévision, il entra manuellement les données de la prévision précédente dans son programme informatique. Pour la période commune, la nouvelle prévision obtenue dévia de la prévision précédente à tel point que toute ressemblance entre les deux prévisions avait disparu au bout d'un certain temps. Croyant tout d'abord à une erreur de fonctionnement de la machine, il remarqua ensuite qu'il avait utilisé seulement trois chiffres significatifs, pour relancer le calcul, au lieu des six sauvegardés par la machine. Tout d'abord insignifiante, la petite erreur implantée dans la simulation par le retrait de trois chiffres significatifs a augmenté dans le temps pour atteindre des proportions capitales dans le calcul jusqu'à affecter complètement la prévision. Bien que le calcul utilisé par Lorenz soit parfaitement déterministe, la grande sensibilité aux conditions initiales du système d'équations non-linéaires entraîne l'impossibilité de prévoir le comportement du système à long terme. De cette expérience, Lorenz utilisa cette phrase célèbre pour illustrer sa découverte : « Les battements des ailes d'un papillon au Brésil peut-il déclencher une tornade au Texas ? ». Cette phrase suggère qu'une petite modification des conditions initiales engendrée par les battements d'ailes d'un papillon peut provoquer un changement important dans le comportement futur de l'atmosphère à un endroit très éloigné de la perturbation. Depuis cette découverte, il est reconnu qu'une prévision météorologique, avec un certain degré de précision, est seulement possible à

court terme et que toute prévision à long terme (au-delà de la période de prévisibilité déterministe estimée à une dizaine de jours) ne sera jamais meilleure qu'une autre choisie au hasard. Considérant que la prévision météorologique déterministe à long terme est impossible, la pensée déterminisme devient donc limitée, pour ne pas dire absurde, par le fait qu'un certain hasard se cache dans son fondement.

La prévision météorologique ou la météo, telle que présentée dans les bulletins d'informations, s'attarde à l'étude des états présents et futurs de l'atmosphère à l'aide de variables comme la précipitation, la température et le vent (Beltrando et Chémery, 1995). Elle a pour objectif principal la prévision déterministe (généralement 0 à 10 jours) de ces états. Cette prévision à court terme se fait à partir de l'état présent de l'atmosphère associé aux lois de la mécanique des fluides et de la thermodynamique qui sont à la base des modèles mathématiques qui régissent le comportement de l'atmosphère. La prévisibilité est limitée par les incertitudes inhérentes dans la définition des conditions initiales et dans la formulation des modèles qui croissent dans le temps au point de contaminer complètement la prévision après environ deux semaines (IPCC, 2001).

Le climat d'une zone géographique locale, régionale ou mondiale décrit les états successifs de l'atmosphère sur des périodes variant de quelques mois à plusieurs millions d'années (Bard, 2006). Pour décrire ces états, on utilise généralement des outils statistiques comme la moyenne et la variance de l'évolution des variables météorologiques qui caractérisent l'ensemble de la météo vécue pour la période et le lieu considérés. La période classique choisie par l'Organisation météorologique mondiale est de 30 ans. Elle est jugée suffisamment longue pour filtrer la variabilité interannuelle et suffisamment courte pour permettre une bonne disponibilité de données. Le climat ne peut donc pas fournir de certitude sur une situation précise pour

un jour donné, mais renseigne plutôt sur l'état général ou le plus probable de la météo en terme statistique.

L'atmosphère se comporte de manière chaotique et est caractérisée par des fluctuations rapides dans le temps et dans l'espace. De ce fait, la météo, pour un endroit donné, varie constamment dans le temps. Le climat, tel que défini précédemment, peut donc être considéré comme la « météo moyenne » d'une région (Peixoto et Oort, 1992). Par contre, la moyenne masque la variabilité temporelle et donc une caractéristique importante de la météo réelle. Il faut donc compléter l'étude du climat par une étude de sa variabilité et de ses extrêmes durant la période étudiée. La météo pourrait donc être représentée comme des fluctuations rapides autour de l'état moyen de l'atmosphère défini par le climat. Ces fluctuations, qui n'influencent pas le climat, constituent le bruit météorologique qui est imprévisible à long terme. Edward Lorenz utilisa la citation suivante pour illustrer la différence entre la météo et le climat : « Le climat est ce que l'on attend, la météo est ce que l'on obtient. ».

Pour faire une prévision météorologique, les météorologues tiennent compte principalement du comportement de l'atmosphère qui varie rapidement dans le temps. Ils négligent l'évolution temporelle des autres composantes à interactions plus lentes. Par contre, pour la prévision climatique, les climatologues étudient l'interaction de l'atmosphère avec quatre autres composantes: l'hydrosphère, la cryosphère, la lithosphère et la biosphère. Ces cinq composantes déterminent le système climatique (Peixoto et Oort, 1992). Elles interagissent par des échanges de masse, d'énergie et de quantité de mouvement qui contribuent à façonner le climat planétaire. Chacune de ces composantes possède différentes structures, propriétés physiques et temps de réponse qui doivent être considérés dans l'étude du climat.

Le rayonnement solaire est le « carburant » du système climatique, sa principale et quasi unique source d'énergie. Ce rayonnement est absorbé par la surface de la terre (terre et océan) et l'atmosphère ou renvoyé dans l'espace. Au contact du sol, le rayonnement est transformé en chaleur qui est redistribuée sur le globe par l'entremise des circulations atmosphériques et océaniques. Tout facteur qui modifie le rayonnement solaire, son renvoi dans l'espace ou la redistribution de l'énergie et qui peut influencer sur le climat est nommé forçage (IPCC, 2001).

On peut diviser en deux catégories les différents facteurs qui font varier le climat. Tout d'abord, le climat de la terre varie en fonction de la fluctuation des forçages externes. Ces forçages se divisent en deux groupes, soit ceux qui sont naturels (activités volcanique et solaire) et ceux qui sont anthropiques (émission de gaz à effet de serre et d'aérosols par l'être humain). Selon la variation de ces forçages qui déstabilisent l'équilibre planétaire radiatif, les composantes du système climatique interagissent pour s'approcher d'un nouvel équilibre radiatif. Ceci engendre une perturbation dans les mécanismes de redistribution de l'énergie et par conséquent modifie le climat.

Par contre, le climat peut aussi varier dans le temps même sans modifications des forçages externes. Ce comportement est attribuable aux processus non-linéaires<sup>1</sup> et rétroactifs<sup>2</sup> à l'intérieur et entre les composantes du système climatique. De plus, ces interactions entre les composantes du système climatique dépendent du temps de réponse différent de chacune des composantes. Cette grande complexité du système climatique fait en sorte que les composantes du système climatique sont en constante

---

<sup>1</sup> Un processus non-linéaire est un processus sans relation simple proportionnelle entre la cause et son effet. Ce type de processus est souvent associé à un comportement chaotique et imprévisible.

<sup>2</sup> Un processus rétroactif est un processus qui affecte directement l'origine du processus, ce qui intensifie ou réduit l'effet original.

évolution les unes par rapport aux autres et n'atteignent jamais l'équilibre pourtant recherché. Conséquemment, le climat évolue continuellement à toutes les échelles temporelles. Cette variabilité propre au système climatique est appelée variabilité interne. Entre autres, elle est associée à plusieurs modes de variabilité comme l'oscillation El Nino et l'oscillation Nord-Atlantique.

Parce qu'il n'existe qu'une seule terre, qu'elle ne peut pas être reproduite en laboratoire et qu'il est nécessaire de faire des prévisions beaucoup plus rapidement que le cours normal du temps, il convient d'utiliser des modèles mathématiques pour prévoir l'évolution de la météo ou du climat. Ces modèles, intégrés avec des ordinateurs, sont construits selon des lois physiques fondamentales représentées par des équations mathématiques résolues sur une grille tridimensionnelle qui recouvre l'ensemble du globe. Ces modèles simulent donc le comportement du système climatique et les différents phénomènes météorologiques. Ils calculent l'évolution de toutes les variables météorologiques pour chacun des cubes de plusieurs kilomètres de résolution constituant la grille tridimensionnelle qui recouvre le globe. Ils simulent une météo dite virtuelle qui s'apparente beaucoup à la météo que l'on perçoit à chaque jour.

La courte échéance de la prévision météorologique permet de négliger la circulation atmosphérique distante de la région d'intérêt et de négliger également le changement dans l'état des composantes du système climatique qui ont un temps de réponse lent par rapport à la période de prévision. En effet, les conditions frontières comme la température de la surface de l'océan sont généralement gardées constantes dans le temps. De cette façon, la discrétisation spatiale et temporelle peuvent être augmentées tout en dédiant le temps de calcul disponible pour améliorer la simulation des phénomènes de fines échelles.

Les modèles météorologiques sont constitués d'équations différentielles qui calculent l'évolution temporelle des variables déterminant la circulation atmosphérique. Ces modèles sont donc complètement déterministes. L'état présent du système climatique et l'ensemble des lois de conservation déterminent entièrement son état futur. Chaque simulation donne un seul résultat et la même simulation répétée dans le même environnement informatique, avec les mêmes conditions initiales et les mêmes forçages, donnera le même résultat. Aucun facteur aléatoire n'entre en ligne de compte dans le calcul. Rien n'est laissé au hasard. Il est donc tentant de croire à la certitude du résultat en raison de son unicité. Toutefois, pour plusieurs raisons, cette solution unique comporte plusieurs incertitudes. Premièrement, les modèles sont incomplets et imparfaits : plusieurs processus sont inconnus, non reproduits ou mal reproduits. Deuxièmement, plusieurs approximations sont utilisées pour résoudre les phénomènes de sous-échelle non résolus par la grossièreté du maillage de la grille du modèle. Troisièmement, d'autres approximations sont introduites lors du traitement numérique des équations dans des espaces spatial et temporel discrets. Quatrièmement, même si les modèles étaient parfaits, le système qu'ils tentent d'imiter est chaotique. Par conséquent, ces modèles sont très sensibles à de petites perturbations dans les conditions initiales. Par l'utilisation de la notation mathématique avec décimales et des instruments de mesure imparfaits, le système climatique ne peut être parfaitement observé. Donc, avec les méthodes connues jusqu'à aujourd'hui, il sera toujours impossible de lancer les modèles avec des conditions initiales exactes.

À cause de la nature non-linéaire du système climatique, les petites différences dans les conditions initiales s'amplifient dans le temps lors de l'intégration du modèle au point de contaminer complètement la solution au bout de quelques jours de prévision (Pasini, 2005). Pour tester la limite de prévisibilité des modèles, les experts effectuent une expérience où ils assument que le modèle utilisé est parfait et que

seules les perturbations des conditions initiales influent sur le résultat de la prévision. De cette façon, plusieurs simulations sont amorcées avec des conditions initiales légèrement différentes. Les résultats divergent graduellement dans le temps pour mener à des résultats complètement différents quelques jours après le début des simulations. Par ces expériences, une limite théorique de la prévisibilité de la météo d'environ quinze jours a été estimée. Après cette période, une prévision aléatoire a la même valeur que celle qui est calculée. Cependant, il ne faut pas oublier que cette limite considère des modèles parfaits, ce qui est loin d'être le cas présentement. La véritable limite de prévisibilité actuelle est donc moindre que cette limite théorique qui est calculée.

Pour améliorer l'efficacité des prévisions météorologiques uniquement possibles à court terme, beaucoup d'efforts sont apportés à l'amélioration de la définition des conditions initiales. D'autres travaux reposent aussi sur l'amélioration des modèles et du paramétrage nécessaire pour résoudre les phénomènes météorologiques qui se produisent à une échelle spatiale inférieure à celle de la grille. Dans le même ordre d'idée, une augmentation de la capacité de calculs des ordinateurs permet une réduction des approximations et une simulation plus fidèle des phénomènes météorologiques. Finalement, face au comportement chaotique du modèle, la prévision météorologique ne peut reposer sur une prévision unique. Par conséquent, les météorologues effectuent des ensembles de simulations lancées avec des conditions initiales légèrement différentes afin de couvrir le spectre des solutions possibles (Pasini, 2005). De cette façon, la prévision déterministe de la météo devient une prévision probabiliste où les différents états météorologiques sont définis par une fonction de densité de probabilité (FDP). Cette méthode permet aussi une quantification de l'incertitude associée à chaque prévision en fonction de l'étendue des FDP calculées.

Pour traiter des problèmes où la période de simulation s'étend sur plusieurs années comme dans l'évaluation des changements climatiques, les scientifiques utilisent des modèles climatiques globaux (MCG) très semblables aux modèles météorologiques. Cependant, les MCG doivent inclure le comportement des quatre autres composantes du système climatique (hydrosphère, cryosphère, lithosphère et biosphère) et simuler l'évolution du système climatique sur tout le globe. La longue échelle temporelle considérée lors de l'étude du climat rend essentielle tant l'étude des composantes à interactions lentes que la simulation des événements météorologiques sur tout le globe. De nos jours, les MCG comportent des sous-modèles qui simulent le comportement du sol et des océans. Certains modèles plus complexes incluent aussi le cycle du carbone, l'évolution de la glace et de la chimie atmosphérique. Tous ces sous-modèles sont couplés pour agir interactivement. L'addition des autres composantes du système climatique dans la simulation, ainsi que la plus grande couverture spatiale et temporelle des MCG augmentent beaucoup la quantité de calculs effectuée. Par conséquent, en raison de la capacité limitée de calculs, quoique très grande, des ordinateurs, il est nécessaire d'augmenter la taille du maillage de la grille tridimensionnelle sur laquelle les calculs sont faits. Comme pour les modèles météorologiques, les MCG simulent donc une météo virtuelle sur tout le globe, mais avec une météo plus « floue » sans événements météorologiques de fines échelles comme les orages.

Les résultats issus des simulations climatiques de MCG informent les scientifiques sur l'évolution spatiale et temporelle de variables météorologiques dans un contexte de changement climatique (i.e. sur de très longues périodes par rapport à la prévision météorologique). Pour les raisons exprimées dans le paragraphe précédent, les MCG sont limités à une résolution spatiale horizontale d'environ 250 km. La description spatiale des champs climatiques avec des MCG lors de projections de changements climatiques est généralement insuffisante pour traiter les



problématiques associées aux changements climatiques (gestion de l'eau, agriculture, feux de forêt). Pour pallier ce manque de résolution, la communauté scientifique utilise, depuis une quinzaine d'années, des modèles régionaux du climat (MRC) qui simulent le climat pour une sous-région du globe. Le domaine d'intégration restreint des MRC permet l'utilisation efficace d'une résolution spatiale plus fine (environ 50 km). De ce fait, les MRC simulent l'écoulement atmosphérique avec des détails de fines échelles spatiales plus appropriées à la prise de décisions d'adaptation. Développé à l'UQÀM depuis le début des années 1990, le modèle régional canadien du climat (MRCC) (Caya et Laprise, 1999; Plummer et al., 2006) participe à cet effort mondial de modélisation régionale du climat.

Les MRC ont besoin de conditions aux frontières latérales (CFL) pour compléter leur domaine d'intégration restreint. Ces CFL, nommées aussi données pilotes, proviennent de données climatiques couvrant l'ensemble du globe à une résolution spatiale inférieure à celle du MRC. Ces données pilotes consistent en des analyses d'observations pour des simulations de validation qui cherchent à reproduire le climat passé ou à des champs climatiques provenant de MCG pour des simulations futures. Selon l'hypothèse fondamentale du fonctionnement des MRC, les détails de fines échelles développés par le MRC doivent se superposer à la grande échelle du pilote imposée aux frontières pour produire des champs cohérents à hautes résolutions. Les MRC permettent donc de faire une mise à l'échelle dynamique, ce qui les démarque des méthodes de mise à l'échelle statistique.

Malgré le comportement chaotique du système climatique simulé dans les modèles qui limite la prévision météorologique à moins de deux semaines, il demeure possible d'anticiper le climat futur. Le climat se définit par la moyenne et la variabilité de l'évolution des conditions atmosphériques pour une certaine période de temps. Le climat ne dépend donc pas de la séquence des conditions atmosphériques,

mais plutôt d'un ensemble d'évènements météorologiques constituant un climat dont l'ordre dans lequel ils prendront place importe peu (Pasini, 2005). La précision des conditions initiales est donc sans importance pour une simulation climatique. Il convient quand même de lancer une simulation climatique avec des conditions initiales qui permettront au modèle climatique d'atteindre son équilibre plus rapidement.

Pour définir une simulation climatique représentant le futur, les scientifiques utilisent le mot projection climatique (PC) plutôt que prévision. Cette dernière appellation laisse sous-entendre une prévision déterministe des évènements météorologiques dans le temps, tandis qu'une PC est reliée à la simulation d'un grand nombre d'évènements météorologiques distribués dans le temps. Aussi, chaque projection climatique est associée à un scénario où les forçages climatiques sont modifiés. Parce que certaines composantes du système climatique sont lentes à réagir à la modification des forçages, il convient de faire de longues simulations avec une période de mise à l'équilibre. En plus, le calcul du climat par les outils statistiques comme la moyenne et la variance exige l'intégration d'une simulation pour une période de temps où ces outils donneront une bonne représentation du climat.

Suite à l'influence de la modification des forçages qui est instantanée ou progressive dans le temps, les simulations climatiques tendent vers un nouvel équilibre radiatif. Cela définit un nouveau climat qui peut être comparé à un climat précédent ou futur. L'évolution de l'état du système climatique suit une certaine trajectoire qui peut être tracée dans un espace de phase<sup>3</sup>. Tout comme pour la prévision météorologique, la projection climatique ne peut reposer sur une simulation

---

<sup>3</sup> Un espace de phase est un espace abstrait dont les coordonnées sont les variables dynamiques du système étudié

unique en raison du caractère chaotique du système climatique (Pasini, 2005). De plus, en raison des processus rétroactifs et du temps de réponse lent de certaines composantes, le climat simulé peut dévier sur une longue période de temps par rapport au climat réel futur tout en étant en accord avec les nouveaux forçages. Ce fait est d'autant plus vrai si l'on considère, en plus que, les modèles sont imparfaits et incomplets. Une simulation climatique génère une trajectoire dans l'espace de phase parmi l'une des multiples trajectoires possibles. Pareillement, l'évolution du système climatique réel emprunte l'une de ces trajectoires possibles. Considérant qu'il n'est pas possible de reproduire la trajectoire réelle du système climatique, il convient donc de réaliser des ensembles de simulations climatiques lancées avec différentes conditions initiales ou avec différents modèles. Cet ensemble permettra d'explorer les trajectoires possibles dans l'espace de phase et d'augmenter l'échantillon de données nécessaire au calcul des statistiques qui définiront le climat. La moyenne des simulations de cet ensemble permettra de réduire le « bruit » causé par la variabilité interne et d'évaluer l'incertitude sur les projections de changements climatiques.

La variabilité interne dans les MCG se mesure par le degré de dispersion des membres d'un ensemble de simulations lancées avec des conditions initiales différentes. Elle est directement reliée à la variabilité temporelle présente dans une simulation de MCG. En effet, pour des simulations sans modification des forçages dans le temps autre que ceux qui sont associés aux cycles saisonnier et diurne, la variabilité interne mesurée par la dispersion entre les membres d'un ensemble devrait représenter un niveau de variabilité similaire à celui mesuré par une seule simulation d'une année à l'autre (interannuelle). Cette association est permise par l'application de l'hypothèse d'ergodicité selon laquelle l'évolution d'un signal aléatoire et stationnaire dans le temps apporte la même information, voire la même variabilité, qu'un ensemble de réalisations. L'étude de la variabilité interne peut donc être faite pour une simulation de MCG sans modification des forçages à partir de la

comparaison des simulations d'un ensemble ou par la comparaison interannuelle d'une très longue simulation. Parmi les étapes nécessaires à la validation d'un MCG, la variabilité interne d'un MCG est souvent comparée à la variabilité interne observée à partir d'un spectre qui mesure l'amplitude des ondes (la variabilité) pour différentes fréquences définissant différentes échelles temporelles. Les spectres produits par des données observées se comparent généralement bien à ceux qui sont produits par des données simulées, ce qui démontre que le niveau de variabilité produit par l'ensemble des processus simulés dans un MCG est satisfaisant (IPCC, 2001).

La variabilité interne générée par des modèles utilisant une sous-région du globe a d'abord été étudiée dans les modèles de prévision numérique avant d'être étudiée dans les modèles régionaux de climat. Dans le même contexte, les prévisionnistes se sont aussi intéressés à la propagation des erreurs produites par l'imposition des frontières latérales à faible résolution sur la prévision à haute résolution réalisée avec un modèle à aire limitée. Baumhefner et Perkey (1982) ont montré qu'une erreur significative, provenant des inexactitudes des données spécifiées aux frontières latérales, se propage à l'intérieur du domaine en utilisant un modèle de prévision à aire limitée. Par contre, cette erreur, générée par les frontières imparfaites, est généralement de beaucoup inférieure à l'erreur totale de la prévision.

Plus tard, Errico et Baumhefner (1987) ont effectué une étude de prévisibilité en lançant des simulations d'un modèle de prévision à aire limitée lancées avec différentes conditions initiales, mais en utilisant les mêmes conditions aux frontières latérales. Dans cette étude, les auteurs ont montré que l'erreur produite par les différentes conditions initiales est soit propagée à l'extérieur du domaine ou soit dissipée par la diffusion horizontale paramétrisée. L'utilisation de conditions aux frontières identiques limite l'augmentation des différences entre les simulations avec un modèle à aire limitée comparativement à un modèle global. Ce comportement

s'explique par l'advection de champs atmosphériques sans erreur à l'intérieur du domaine et par l'advection des différences entre les simulations hors du domaine. Dans le même ordre d'idées, Anthes et al. (1989) ont effectué une étude pour évaluer l'habileté et les incertitudes d'un modèle régional de prévision à partir de plusieurs simulations utilisant différentes configurations expérimentales. D'après l'analyse des simulations, les différentes conditions initiales ont peu d'effet sur l'habileté du modèle 12 heures après le début des simulations. Ils ont trouvé que les CFL imposent un contrôle important sur la croissance des erreurs et que la qualité des CFL est le facteur le plus important, parmi ceux testés, qui influence l'évolution temporelle des erreurs. Finalement, ils ont aussi montré que la moyenne d'ensemble a une performance supérieure à celle de la moyenne des performances individuelles.

Les conditions initiales ont donc peu d'influence sur les simulations avec des modèles à aire limitée. La perte de prévisibilité, ou la croissance des erreurs des conditions initiales, est donc artificiellement limitée dans les modèles à aire limitée par le contrôle des CFL sur les simulations comparativement aux modèles globaux. Vukicevic et Peagle (1989) ont approfondi le sujet de la prévisibilité prolongée des modèles à aire limitée en montrant qu'elle dépend de plusieurs facteurs comme la dimension du domaine, le type d'écoulement atmosphérique dans le domaine et l'échelle de l'erreur. Dans une autre étude, Vukicevic et Errico (1990) ont montré que la prévisibilité des modèles à aire limitée est très sensible à la situation synoptique et à la sélection des perturbations initiales. De même, ils ont noté que la prévisibilité est rehaussée par le forçage systématique de la topographie et que les perturbations initiales s'accroissent seulement à l'échelle synoptique tandis que les perturbations de petites échelles sont amorties.

Le comportement des MRC est similaire à celui des modèles de prévisions à aire limitée. Les simulations avec un MRC sont contrôlées par le flux d'information

aux frontières. Ce contrôle est sensible à la dimension du domaine, aux saisons et à la circulation atmosphérique de grande échelle dans le domaine (Giorgi et Bi, 2000). Considérant que les MRC sont intégrés sur un domaine restreint et sont contrôlés à leurs frontières par des données pilotes, la variabilité interne d'un MRC est plus faible que celle d'un MCG. Elle dépendra du degré de contrôle des CFL sur la simulation de MRC. L'hypothèse d'ergodicité ne peut s'appliquer dans les MRC, car les conditions aux frontières varient d'une année à l'autre et agissent comme un forçage. Par conséquent, le seul moyen de calculer la variabilité interne d'un MRC consiste à calculer la dispersion d'un ensemble de simulations lancées avec des conditions initiales différentes, mais qui utilisent les mêmes CFL.

Les études de variabilité interne dans les MRC sont récentes. Tout d'abord, Giorgi et Bi (2000) ont présenté une étude de sensibilité d'un MRC à partir d'un ensemble de simulations alimentées par des conditions aux frontières latérales et des conditions initiales (CI) modifiées par des perturbations aléatoires. Ils ont montré que la variabilité interne est plus intense en été qu'en hiver. En effet, selon Giorgi et Bi (2000), le courant-jet, plus fort en hiver qu'en été, balaye rapidement les systèmes météorologiques hors du domaine régional et laisse moins de temps à la variabilité interne de modifier leurs comportements. Aussi, en été, la plus forte activité convective ajoute des effets aléatoires et non-linéaires qui activent la variabilité interne. Giorgi et Bi (2000) ont aussi trouvé que le niveau de variabilité interne est indépendant de la source et de l'intensité de la perturbation, mais dépend plutôt des conditions synoptiques, de la saison, de la région et de la configuration du domaine. Selon Giorgi et Bi (2000), la réponse du modèle n'influence pas significativement le climat, mais plutôt la solution quotidienne, surtout pour la précipitation. Finalement, ils ont mentionné que la variabilité interne d'un MRC est un facteur qui devrait être considéré lors de l'élaboration, l'analyse et l'interprétation des résultats d'une simulation.

Ensuite, Christensen et al. (2001) ont présenté une étude utilisant le même ensemble annuel de conditions aux frontières pour une simulation de sept ans. La variabilité interne obtenue entre les différentes années, qui correspond à celle d'un ensemble de sept simulations lancées avec différentes conditions initiales, était inférieure à celle obtenue avec un MCG, sauf lors d'une courte période en été où son intensité était d'un ordre comparable. D'après eux, ce fait s'explique par le flux atmosphérique de grande échelle imposé aux frontières latérales qui limite la variabilité interne du MRC. Christensen et al. (2001) ont aussi exprimé que la dimension du domaine joue un rôle majeur dans la variabilité interne des MRC, sans le montrer. Selon leur analyse, un ensemble de simulations avec un MRC permet d'identifier les variables, périodes et régions avec une forte variabilité interne, ce qui est essentiel pour la validation des MRC.

À partir d'une expérience constituée d'un ensemble de trois simulations avec les mêmes CFL, mais lancées avec des CI différentes, Caya et Biner (2004) ont montré que la variabilité interne n'affecte pas le climat obtenu avec le MRCC. Dans cette étude, la comparaison entre chaque paire de simulations a présenté des comportements saisonniers différents. En hiver, les simulations étaient presque identiques entre elles, tandis qu'en été, les simulations étaient très différentes les unes des autres. Malgré ces différences, l'analyse statistique détaillée du climat a montré que les climats de chaque simulation étaient similaires. Selon Caya et Biner (2004), l'amélioration de nos connaissances sur le comportement de la variabilité interne dans les MRC est importante pour établir des simulations optimales de climats régionaux.

Dans leur étude de sensibilité d'un modèle régional de climat à différentes conditions initiales sur le domaine Arctique, Rinke et al. (2004) ont obtenu un cycle annuel de variabilité interne différent de celui des études précédentes. En effet, le maximum de variabilité interne apparaît en automne et en hiver tandis que le

minimum apparaît en été. Ils ont expliqué ce comportement différent par la circulation atmosphérique de grande échelle induite par le vortex polaire en hiver qui empêche la migration de la perturbation hors du domaine et qui réduit par le fait même le contrôle des conditions frontières latérales sur la simulation.

Dans le même ordre d'idées, von Storch (2005) a soulevé l'hypothèse selon laquelle la capacité des MRC de générer différentes solutions pour les mêmes conditions aux frontières est reliée à l'efficacité de l'évacuation de l'atmosphère par les frontières. En effet, selon von Storch (2005), les MRC intégrés sur les domaines situés dans les latitudes moyennes évacuent rapidement l'atmosphère hors du domaine, ce qui laisse peu de temps aux phénomènes chaotiques et non-linéaires du système climatique de se manifester. Par conséquent, les membres d'un ensemble de simulations de MRC, intégrés sur un domaine situé dans les latitudes moyennes, sont généralement semblables les uns les autres. À l'opposé, toujours selon cette hypothèse, les membres d'un ensemble de simulations d'un MRC intégrés sur un domaine Arctique sont généralement différents, car le vortex polaire réduit la circulation aux frontières et augmente le temps disponible aux membres pour diverger les uns des autres.

Vannitsem et Chomé (2005) ont étudié l'influence de la dimension du domaine sur des simulations de climat avec un MRC. Ils ont montré que la dimension du domaine influence la sensibilité du MRC aux conditions initiales; pour un grand domaine, une différence dans les conditions initiales mène à des trajectoires différentes dans la simulation tandis que pour un petit domaine, les simulations issues de conditions initiales différentes sont très similaires. Au moyen de cette expérimentation, ils ont déterminé que la qualité de la simulation d'un MRC piloté unidirectionnellement est fortement reliée à la dimension du domaine.



Plus récemment, Alexandru et al. (2007) ont étudié la variabilité interne d'un MRC à partir d'un ensemble de vingt simulations d'une saison d'été. Ils ont révélé qu'un ensemble de dix simulations était nécessaire pour estimer de manière robuste la variabilité interne. De plus, ils ont montré que la variabilité interne augmente constamment avec l'augmentation du domaine d'intégration. de Elia et al. (2008) ont évalué les incertitudes associées à des simulations du MRCC à partir d'un ensemble de deux simulations de vingt ans. Parmi les incertitudes étudiées, ils ont déterminé que la variabilité interne est l'incertitude la plus faible, mais qu'elle n'est pas négligeable. Ils ont aussi souligné que l'incertitude associée à la variabilité interne diminue avec l'augmentation de l'échantillon utilisé pour calculer un climat.

Leduc et Laprise (2008) ont évalué les effets reliés à la dimension du domaine d'intégration d'une simulation avec le MRCC dans le cadre expérimental "Grand-Frère" (Denis et al., 2002, 2003), Dans leur étude, ils ont identifié une distance minimale que l'écoulement atmosphérique doit parcourir à la sortie de la frontière entrante pour permettre le développement complet de la fine échelle. Cette distance s'est aussi avérée plus grande en altitude en raison de la circulation atmosphérique qui est plus rapide que celle près du sol.

Separovic et al. (2008) ont séparé les champs d'un ensemble de vingt simulations en composantes reproductibles avec la moyenne d'ensemble et non reproductibles avec l'écart par rapport à cette moyenne. Ils ont trouvé une forte reproductibilité des grandes échelles avec un minimum près de la surface. Ils ont aussi observé que les perturbations transitoires de grandes échelles sont hautement reproductibles à la frontière entrante et de moins en moins reproductibles en suivant l'écoulement de l'air. Ils ont associé la perte de reproductibilité près du sol et en aval de l'écoulement par l'augmentation du temps de résidence de l'air dans le domaine.

La présente thèse vise à prolonger les études antérieures sur la variabilité interne dans les MRC qui sont décrites dans les paragraphes précédents. Ces études sont limitées par de courtes simulations, de petits ensembles et de petits domaines qui s'expliquent principalement par la capacité de calcul restreinte des ordinateurs disponibles dans le passé. Pour prolonger les études antérieures, une étude de variabilité interne est effectuée dans le premier chapitre à partir d'un grand ensemble de dix simulations de dix ans intégrées sur un grand domaine de dimension actuelle qui couvre l'Amérique du Nord. La distribution spatiale et temporelle de la variabilité interne de cet ensemble est calculée, ainsi que son impact sur le climat.

Par la suite, dans le deuxième chapitre, cette thèse présente un nouvel outil qui permet de quantifier le contrôle des CFL sur une simulation effectuée avec un MRC. Cet outil est un traceur de vieillissement qui calcule le temps de résidence des parcelles atmosphériques dans le domaine. Cet outil permet de caractériser l'écoulement atmosphérique dans le domaine à aire limitée et mesure, dans un certain sens, le contrôle des CFL exercé sur un MRC. Ce contrôle est associé à l'efficacité de l'évacuation de l'atmosphère par les frontières selon von Storch (2005). Une relation entre le temps de résidence et la variabilité interne est recherchée afin de valider l'hypothèse selon laquelle la variabilité interne est reliée à l'efficacité de l'évacuation de l'atmosphère par les frontières calculée par le temps de résidence.

Les deux chapitres de cette thèse constituent deux articles écrits en anglais qui ont été publiés dans des journaux, avec comités de lecture par les pairs, affectés à la recherche des sciences atmosphériques. Tel que mentionné, le premier article prolonge les études de la variabilité interne dans les MRC tandis que le deuxième article présente un nouvel outil qui permet de quantifier le contrôle des CFL exercé sur un MRC. Des conclusions plus élaborées sont présentées à la fin de la thèse. Deux articles publiés, mais non révisés par un comité de lecture, sont insérés en annexe.

## **CHAPITRE I**

# **INVESTIGATION DE LA VARIABILITÉ INTERNE DES MODÈLES RÉGIONAUX DE CLIMAT AVEC UN ENSEMBLE DE DIX SIMULATIONS DE DIX ANS SUR UN GRAND DOMAINE**

Ce chapitre, rédigé en anglais, est présenté sous la forme d'un article qui a été publié dans la revue *Climate Dynamics* en 2008. Il décrit une étude de variabilité interne réalisée avec le Modèle Régional Canadien du Climat (MRCC). Tout d'abord, la configuration expérimentale est exposée et les statistiques essentielles au calcul de la variabilité interne sont énoncées. Puis, l'analyse présente l'évolution temporelle et la distribution spatiale de la variabilité interne ainsi que son impact sur le climat. Des discussions et conclusions sont élaborées à la fin de cet article.

## PAGE TITRE

# Investigation of regional climate models' internal variability with a ten-member ensemble of ten-year simulations over a large domain

Philippe Lucas-Picher<sup>1,2</sup>, Daniel Caya<sup>2,3</sup>, Ramón de Elía<sup>2,3</sup> and René Laprise<sup>2</sup>

<sup>1</sup>*The Danish Meteorological Institute, Copenhagen, Denmark*

<sup>2</sup>*Canadian Network for Regional Climate Modelling and Diagnostics,  
UQAM, Montréal, Québec, Canada.*

<sup>3</sup>*Ouranos Consortium, Montréal, Québec, Canada.*

Published in Climate Dynamics (2008)

DOI 10.1007/s00382-008-0384-8

<http://www.springerlink.com/content/vh18117853788g85/?p=d9d0e737dd3b4a8c8ab9285a0792ac55&pi=0>

*Corresponding author's address:*

*Philippe Lucas-Picher*

*Danish Meteorological Institute*

*Lyngbyvej 100*

*Copenhagen E*

*DK-2100*

*Denmark*

[plp@dmu.dk](mailto:plp@dmu.dk)

## RÉSUMÉ

Les études précédentes sur la variabilité interne des modèles régionaux de climat sont limitées par l'utilisation de petits ensembles, des simulations courtes et de petits domaines. L'objectif de ce travail est de prolonger ces études en utilisant un ensemble de dix simulations de dix ans effectuées avec le modèle régional canadien du climat sur un vaste domaine qui couvre l'Amérique du Nord. Les résultats montrent que la variabilité interne n'a pas de tendance à long terme, mais qu'elle fluctue dans le temps selon la situation synoptique dans le domaine. La variabilité interne pour la pression au niveau de la mer (PNM) et pour la température de l'air au niveau de l'abri (TA) a un faible cycle annuel avec des valeurs plus grandes au printemps, ce qui diffère des études précédentes. Pour la précipitation (PCP), le cycle annuel de la variabilité interne est clair avec les valeurs les plus grandes en été, en accord avec les études précédentes. Les climatologies de dix ans de la variabilité interne pour la PNM et la TA montrent une distribution spatiale bien définie avec des valeurs plus grandes dans la partie nord-est du domaine, près de la frontière sortante. Une normalisation de la variabilité interne pour la PNM et la TA en été avec la variabilité temporelle révèle que la variabilité interne relative est proche de son maximum dans une petite région proche de la frontière sortante. La même analyse pour la PCP en été montre que la variabilité interne atteint son maximum dans la majeure partie du domaine à l'exception d'une petite région sur la côte ouest du domaine près de la frontière entrante. Finalement, la comparaison entre les climats de dix ans de chaque simulation de l'ensemble montre que la variabilité interne peut avoir un impact significatif sur la climatologie de certaines variables.

**Mot clés:** *Variabilité interne, modèles régionaux de climat, ensemble de simulations, climat nord-américain, simulations de dix ans*

## ABSTRACT

Previous investigations on regional climate models' (RCM) internal variability (IV) were limited owing to small ensembles, short simulations and small domains. The present work extends previous studies with a ten-member ensemble of ten-year simulations performed with the Canadian Regional Climate Model over a large domain covering North America. The results show that the IV has no long-term tendency but rather fluctuates in time following the synoptic situation within the domain. The IV of mean-sea-level pressure (MSLP) and screen temperature (ST) show a small annual cycle with larger values in spring, which differs from previous studies. For precipitation (PCP), the IV shows a clear annual cycle with larger values in summer, as previously reported. The ten-year climatology of the IV for MSLP and ST shows a well-defined spatial distribution with larger values in the northeast of the domain, near the outflow boundary. A comparison of the IV of MSLP and ST in summer with the transient-eddy variance reveals that the IV is close to its maximum in a small region near the outflow boundary. Same analysis for PCP in summer shows that the IV reaches its maximum in most parts of the domain, except for a small region on the western side near the inflow boundary. Finally, a comparison of the ten-year climate of each simulation of the ensemble showed that the IV may have a significant impact on the climatology of some variables.

**Keywords:** Internal variability, regional climate models, ensemble of simulations, North American climate, ten-year simulations

## 1.1 INTRODUCTION

Global climate models (GCMs) are the most complete tools to simulate present climate and its evolution resulting from natural or anthropogenic modifications in the climate forcings (IPCC 2007). These models are built on basic conservation laws expressed as mathematical equations and solved numerically on a three-dimensional grid covering the globe. The evolution of the variables over time, as simulated by GCMs, is sensitive to small perturbations in the definition of the initial state. This sensitivity to small perturbations, often referred to as internal variability (IV), results from the dynamic and thermodynamic non-linear relations governing the climate system. In addition, the different time-responses of the climate system components associated to the numerous feedback processes also contribute to the climate system IV. Because of such a large spectrum of time scales in the climate system, and the strong feedbacks between the components, a transient state persists in the climate system even in the absence of modifications in the external forcings. This sensitivity to initial conditions limits our ability to predict the detailed evolution of the weather to about two weeks (IPCC 2001). However, its influence on the estimation of climate statistics is thought to be limited, at least for climate means.

Today's computer power allows GCMs to be run for climate simulations, conducted over several decades, at a resolution of few hundreds of kilometres. However, this resolution is still too coarse to generate regional climate information applicable to most climate change impact studies. One popular approach to obtain high-resolution climate simulations is to dynamically downscale a GCM simulation

with a regional climate model (RCM). The latter model simulates the evolution of the climate variables over a limited-area domain and is fed at its lateral boundaries by large-scale data taken from a GCM simulation or from an objective reanalysis. By concentrating the computer power over a limited area, the resolution can be efficiently increased to the order of tens of kilometres.

At the time of their establishment in the early 1990's, it was thought that RCMs were almost totally constrained by the lateral boundary forcing and admitted only one solution. However, recent studies have shown that RCMs keep a certain level of freedom and have significant IV despite being controlled at their boundaries by large-scale atmospheric flow (Giorgi and Bi 2000; Weisse et al. 2000; Rinke and Dethloff 2000; Christensen et al. 2001; Caya and Biner 2004; Rinke et al. 2004; Wu et al. 2005; Vannitsem and Chomé 2005; Alexandru et al. 2007; de Elía et al. 2008). Thus, like GCMs, RCMs are sensible to perturbations in the initial conditions, so that different solutions can be generated using the same set of lateral boundary conditions (LBC). However, the level of IV generated by RCMs would be smaller than by GCMs due to the restrictions on the large-scale atmospheric flow imposed by the lateral boundary conditions (Christensen et al. 2001).

Giorgi and Bi (2000) were amongst the first to study the IV using an RCM. They randomly perturbed the initial conditions or the lateral boundary conditions in a set of seasonal RCM simulations, and compared the solutions to those generated over the same period in a 13-month reference simulation. They showed that the level of IV is not sensitive to either the magnitude or the source of the perturbation, but is mostly conditioned by the synoptic circulation, the season (IV stronger in summer than in winter), the region and the model configuration. Giorgi and Bi (2000) also noted that the model's response to perturbations modified the day-to-day solution, but did not significantly affect the domain-wide average three-month climatology.



Rinke et al. (2000) studied RCM's IV over the Arctic using four two-month perturbed simulations compared to a reference. They raised the hypothesis that, for a given domain size, the forcing from the driving field on the RCM simulations is weaker over the Arctic than the mid-latitude. Rinke et al. (2000) also identified a strong influence of the domain's dimension on the IV and showed that a small domain displays a weak dependence on the initial perturbations. Christensen et al. (2001) examined the problem from a different angle by running a seven-year RCM simulation driven repeatedly by the same annual set of atmospheric lateral boundary conditions, while allowing the soil simulated by the RCM to evolve freely. The experience involved an ensemble of seven one-year simulations started with different initial conditions of soil variables. They found larger IV in summer than in winter. Furthermore, the IV estimated with the RCM was smaller than estimated with a GCM ensemble over the same area.

Caya and Biner (2004) compared three one-year RCM simulations initiated with different atmospheric and/or surface initial conditions. They detected a clear annual cycle in the RCM's IV, with small values in winter and large values in summer associated to large discrepancies between the members of their small ensemble. The climate statistics of each simulation were similar even for summer period, despite the larger IV. In contrast, Rinke et al. (2004) found larger IV for the autumn/winter than for summer in the Arctic region. They suggested that this behavior might be explained by the polar vortex in winter, which impedes the migration of the perturbations out of the domain, and therefore reduces the lateral boundary control over the simulation.

With the growing of computational power over the years, the RCM's limited-area domain sizes have increased considerably. For example, the largest domain used in the ICTS (Inter CSE (Continental Scale Experiments) Transferability Study) now

has 201 X 181 grid cells with a 60-km resolution (Takle et al. 2007). In another recent study, Plummer et al. (2006) recently used a domain of 201 X 193 grid cells at a 45-km resolution to study climate change over North America. As domains expand, LBC's control on RCM simulations is reduced and RCMs have more freedom to develop their own circulations, thereby increasing the IV. This weaker control by the LBC allows the RCM to modify large-scale atmospheric circulation, which creates problems at the outflow boundary when the RCM attempts to connect with the driving solution imposed by the one-way nesting scheme (Miguez-Macho et al. 2004). This also violates one basic assumption behind the use of RCMs as a physical interpolator of the existing driving data as input at the lateral boundaries (Jones et al. 1995). To prevent these discrepancies at the outflow boundary, certain modelling centres use large-scale nudging in the interior of their RCM domains (von Storch et al. 2000, Biner et al. 2000, Riette and Caya 2002), which keeps the large-scale of the RCM circulation close to the one of the driving field.

As mentioned by Vannitsem and Chomé (2005), the one-way nesting procedure introduces a free parameter, the size of the domain, which governs in a decisive way the solutions generated by the RCMs. They showed that domain size influences the sensitivity of RCM simulations to the initial conditions. Hence, different trajectories were obtained for simulations started with different initial conditions over a large domain, while solutions were not so different from one another over a small domain.

Alexandru et al. (2007) explored RCM's seasonal IV using a time-lag ensemble of 20 simulations. Their study suggests that a minimum of ten simulations is required to obtain a robust estimation of the IV. Also, their study, performed with five domain sizes, showed a general increase of the IV with domain size. Finally, de Elía et al. (2008) analyzed the sources of uncertainty in RCM simulations over a

twenty-year period. Two simulations differing in their initial conditions showed that the IV impact on seasonal averages is relatively important in magnitude and that this magnitude decreases as the averaging period increases.

Until very recently, most studies on RCMs' IV were limited to small ensembles, short simulations and small domains due to limited computing capacity. The present work extends these limits by using a larger ensemble (ten-member) of multi-year (ten-year) simulations over a larger domain (North American domain). The large ensemble will allow a more robust estimation of the IV, while the multi-year simulations will allow to investigate the dependence of the IV over time (time series and time means) and particularly the estimation of the interannual variability of the IV. The ten-year time series will also be useful to identify the spatial distribution of the IV with its ten-year climatology and to determine the long-term influence of the IV on the climatology of meteorological variables. Finally, the analysis of the IV over a large domain will provide a better estimation of the IV for domain size currently used over North America. The size and location of the selected domain are similar to the one used by the North American Regional Climate Change Assessment Program (NARCCAP) (Mearns 2004).

The paper is organized as follow: the experimental set-up and the ensemble of simulations are presented in section 2. The results and analyses follow in section 3. Finally, conclusions appear in section 4.

## 1.2 EXPERIMENTAL SET-UP

The present investigation employs the Canadian Regional Climate Model (CRCM: Caya and Laprise 1999) as modelling tool. The CRCM uses a semi-implicit semi-Lagrangian scheme to solve the fully elastic non-hydrostatic Euler equations. Its grid is projected on polar stereographic coordinates with a 45-km grid mesh (true at 60°N). This study uses CRCM 3.7, which differs in many aspects from CRCM 3.4 used by Caya and Biner (2004). We refer the reader to Plummer et al. (2006) for a description of CRCM 3.7.

An ensemble of ten ten-year simulations (1980-1989) was performed with the CRCM 3.7 on the North American domain shown in Fig. 1.1 All simulations share exactly the same experimental setup (model configuration, LBC, land surface scheme, sea surface temperature and sea-ice spatio-temporal distribution), with the exception of the atmospheric initial conditions. The atmospheric initial conditions were perturbed by either modifying the starting time or by adding random or fixed perturbations in some of the atmospheric fields. It was found that the source or the magnitude of the perturbations has no impact on the level of internal variability 15 days after the initiation of the simulations, in agreement with the findings of Giorgi and Bi (2000). The number and the length of the simulations in the ensemble were limited by the time required to run the CRCM over the large domain with the available computing power. However, a ten-member ensemble is in agreement with the lower limit required to obtain a robust estimation of the IV, as suggested by Alexandru et al. (2007) with their season-long simulations.

The analyses were performed over the period of January 1<sup>st</sup> 1980 to December 31<sup>st</sup> 1989. No spin-up period was removed in order to keep the longer available time series comparison. However, time series analysis showed consistency in the behaviour of the IV over the years. The selected domain covers most of North America and contains 193 x 145 grid points (Fig. 1.1). This domain contains high topography over the Rocky Mountains and the inflow boundary is mostly located in the Pacific and Arctic Oceans. Unlike the usual mode of operation of CRCM over comparable large domain, large-scale nudging was not employed in this study in order to allow the model to evolve freely and to not interfere with the intrinsic IV of the model.

For all simulations, lateral boundary forcing and initial atmospheric states (horizontal winds, temperature, pressure and specific humidity) are taken from the NCEP/NCAR re-analysis data (Kalnay 1996) at a resolution of 2.5° x 2.5° on 28 levels in the vertical. These atmospheric data are available at each six hours and linear interpolation in time provides information on the CRCM boundaries at each 900-second time step. The nudging scheme of Davies (1976) is applied on the horizontal wind over a relaxation zone of nine grid-points on the periphery of the domain. The initial conditions for the land surface variables (surface temperature, liquid and frozen soil water contents, snow cover and snow age) are taken from a climatology of the Canadian GCM2 (McFarlane et al. 1992). Finally, the CRCM time-dependent surface boundary conditions for ocean-surface variables (sea surface temperature and sea-ice spatio-temporal distribution) are interpolated in time and space from the 1° X 1° resolution AMIP monthly means (Gates et al. 1999).

## 1.3 RESULTS AND ANALYSIS

### 1.3.1 Climate Statistics of the Internal Variability

The approach of Alexandru et al. (2007) is used to estimate the IV by computing the inter-member variance  $\sigma_x^2$  defined as

$$\sigma_x^2(i, j, k, t) = \frac{1}{M-1} \sum_{m=1}^M (X(i, j, k, t, m) - \langle X \rangle(i, j, k, t))^2. \quad (1)$$

The term  $X(i, j, k, t, m)$  refers to the value of  $X$  at a position  $(i, j, k)$  within the three-dimension grid, at the archival time  $t$  (archival interval of 6 hours) and for member  $m$  of the ensemble.  $M$  corresponds to the total number of members (simulations) in the ensemble. While Alexandru et al. (2007) used the biased variance estimator, we used the unbiased variance estimator to prevent an artificial bias in the estimation of  $\sigma_x^2$  in our small ensemble size of ten members. The term  $\langle X \rangle(i, j, k, t)$  designates the ensemble mean defined as

$$\langle X \rangle(i, j, k, t) = \frac{1}{M} \sum_{m=1}^M X(i, j, k, t, m) \quad (2)$$

where  $X(i, j, k, t, m)$  is the value of the variable  $X$  at the coordinate  $(i, j, k)$ , at time  $t$  and for member  $m$ .

The inter-member variance  $\sigma_x^2(i, j, k, t)$  was computed for all cells of the three-dimensional grid and at each 6-hourly archived time step of the simulated ten years. The inter-member variance provides an estimation of the IV for each variable analyzed. Since the IV fluctuates in space and time in different ways for each

meteorological variable, we analysed its evolution using spatial and temporal averaging as for any other meteorological variable.

The time evolution of the IV is obtained with the domain average of  $\sigma_x^2$  computed as

$$\overline{\sigma_x^2}^{xy}(k,t) = \frac{1}{I \times J} \sum_{i=1}^I \sum_{j=1}^J \sigma_x^2(i,j,k,t) \quad (3)$$

where I and J designate the number of grid cells in the x- and y-direction of the horizontal plane over the domain of interest.

To describe the spatial distribution of the IV, we computed the ten-year climatology with the time average of  $\sigma_x^2$  defined as

$$\overline{\sigma_x^2}'(i,j,k) = \frac{1}{N} \sum_{t=1}^N \sigma_x^2(i,j,k,t) \quad (4)$$

where  $N$  is the number of archived time steps over the period of interest. This expression represents the “climate” of the IV or its expected value over a given period of time and at a given location  $(i,j,k)$ .

The long-term impact of the IV on the climate of the meteorological variables is estimated by computing the variance between the climate of each member of the ensemble as

$$\sigma_{\bar{X}}^2(i,j,k) = \frac{1}{M-1} \sum_{m=1}^M \left( \bar{X}'(i,j,k,m) - \langle \bar{X}' \rangle(i,j,k) \right)^2 \quad (5)$$

where  $\bar{X}'(i,j,k,m)$  is the time average (climate) of each member  $m$  and  $\langle \bar{X}' \rangle(i,j,k)$  is the ensemble mean of the time average.

It is important to appreciate the differences between equations (4) and (5). The former defines the "climate" of the variance between each member of the ensemble while the latter defines the variance of the "climate" of individual members of the ensemble.

### 1.3.2 Time evolution of the IV

We begin the characterization of the IV by analyzing its ten-year time series. Figure 1.2a presents the square root of the domain-average inter-member variance for the mean-sea-level pressure (MSLP) ( $\sqrt{\sigma_{mslp}^2}^{xy}$ ) from 1980 to 1989 computed using equation (3) with ten members. The square root of the variance is used to recover the original unit of the variable (e.g. hPa for MSLP). Also shown in this figure is the spatial root-mean-square-difference (RMSD) between the estimation of  $\sqrt{\sigma_{x,10}^2}^{xy}$  with a ten-member ensemble, versus 2, 4, 6 or 8 members indicated by S:

$$RMSD_S(k, t) = \sqrt{(\sigma_{x,10}(i, j, k, t) - \sigma_{x,S}(i, j, k, t))^2}^{xy} \quad (6)$$

This latter computation allows the evaluation of the IV estimation error using a small number of members compared to ten members, which is considered to be the minimum ensemble size for a robust estimation of  $\overline{\sigma_x^2}^{xy}$  (Alexandru et al. 2007).

Figure 1.2a shows that the IV fluctuates in time, but behaves similarly with different ensemble sizes according to the small  $RMSD_S$  values. We can see that the  $RMSD_S$  decreases as the ensemble sizes increase. In few occasions, the estimation of the IV with 2 members follows a distinct path (e.g. the beginning of 1981). Overall, the small values and the similar time evolution of the  $RMSD_S$  errors computed with 8 and 6 members indicate that the computation with 6 members is generally robust. For



precipitation (PCP; Fig. 1.2b) and screen temperature (ST; Fig. 1.2c), the same conclusions can be drawn, whereby the  $RMSD_S$  error on the estimation of the IV with 6 members is similar to the ones acquired with 8 members. It is worth mentioning that no long-term tendency is visible in the IV time series contrary to the study of Wu et al. (2005), which showed that the impact of the initial conditions decreases as simulation time increases.

### 1.3.3 Annual cycle and interannual variability of the IV

In order to investigate the annual cycle of the IV, Fig. 1.3 presents the 1980-1989 mean annual cycle of  $\sqrt{\sigma_x^{2,xy}}$  for MSLP, PCP and ST computed with the ten-member ensemble. The interannual variability is also presents in order to estimate the variability around the mean annual cycle of  $\sqrt{\sigma_x^{2,xy}}$ . In Fig. 1.3a, a weak 1980-1989 mean annual cycle of  $\sqrt{\sigma_x^{2,xy}}$  is observed for MSLP, with larger values in spring and smaller values in fall. The interannual variability of the IV exhibits a pronounced annual cycle for MSLP, with smaller values in summer and up to 4 times larger values in winter. The weak IV annual cycle for MSLP differs from previous studies conducted over smaller mid-latitude domains (Giorgi and Bi 2000, Caya and Biner 2004), which showed a clear annual cycle with larger values in summer. Lucas-Picher et al. (2004), based on pair of two-year simulations, suggested that the size of the domain could explain this different annual cycle. Their results showed larger values of the IV in winter with a large domain (similar to the one in the present study) and larger values of the IV in summer with a smaller domain (similar to the one used in Caya and Biner 2004).

Two factors might contribute to the time evolution of the IV. The first factor is related to the decorrelation between the members within the ensemble due to the chaotic nature of the simulated climate system. This decorrelation might be dependent on the season or on the atmospheric conditions inside the limited area-domain. The second factor comes from the relation between the IV and the transient-eddy variability ( $\sigma_t^2$ ) as Caya and Biner (2004) showed in a pair of simulations using different initial conditions. As explained in Caya and Biner (2004), a pair of totally uncorrelated simulations can reach a maximum IV of  $\sqrt{2}\sigma_t$ , computed with the RMSD, if there is no bias between the simulations and if both simulations share the same transient-eddy variance, conditions satisfied if the same model is used to run the simulations. By analogy, for an ensemble of simulations, the maximum IV computed with the inter-member variance of a large ensemble is  $\sigma_t^2$  when the members of the ensemble are unbiased, uncorrelated and share the same transient-eddy variance. The transient-eddy (or temporal) variance ( $\sigma_t^2$ ) is the natural variability of a meteorological field over time, which is mainly due to the travel of the weather systems along the storm track. As an estimation of the transient-eddy variability over time, Caya and Biner (2004) computed the domain-average temporal variance  $\hat{\sigma}_x^2$  of a variable X for every month as

$$\hat{\sigma}_x^2(i, j, k) = \overline{\left( X(i, j, k, t) - \overline{X(i, j, k)}' \right)^2}^{xyt} \quad (7)$$

where the  $^{-xyt}$  operator refers to a domain monthly time average and  $^{-'}$  operator refers to a monthly time average. Since  $\hat{\sigma}_x^2$  is similar for each member due to the control of the driving field on the RCM simulation,  $\hat{\sigma}_x^2$  was computed only for the first member of the ensemble. The ratio between the inter-member variance ( $\sigma_t^2$ ) and the domain-average monthly temporal variance ( $\hat{\sigma}_x^2$ ) normalize the IV. A ratio close to one tells that the IV of the RCM is close to its maximum value, which corresponds

to the IV of a GCM. A ratio close to one also tells that the driving field have very limited control on the RCM simulation and that the RCM behave almost as a GCM.

Figure 1.3 presents the 1980-1989 mean annual cycle of the  $\sqrt{\hat{\sigma}_x^2}$  and the ratio between  $\sqrt{\sigma_x^{2,xy}}$  and  $\sqrt{\hat{\sigma}_x^2}$ . We can see on Fig. 1.3a that the  $\sqrt{\hat{\sigma}_x^2}$  has a large annual cycle for MSLP with larger values in winter than in summer due to the more intense cyclonic activity in winter. Thus, the ratio between  $\sqrt{\sigma_x^{2,xy}}$  and  $\sqrt{\hat{\sigma}_x^2}$  for MSLP shows higher values in summer than in winter meaning that each member are more uncorrelated from one another in summer than in winter. The ratio is equal to 0.5 in summer and 0.3 in winter. We think that it is the larger domain, which reduces the control of the driving field on the RCM simulations, and the larger variability in winter, that explain the larger IV of this ensemble in winter compared to previous works (Giorgi and Bi 2000, Caya and Biner 2004).

For PCP in Fig. 1.3b, the IV showed a clear 1980-1989 mean annual cycle with larger values in summer and smaller values in winter, in agreement with the results of Giorgi and Bi (2000) and Caya and Biner (2004). This result may be dependent on the amount and type of precipitations, which is more convective in summer than in winter. The interannual variability of the IV for PCP in Fig. 1.3b is stable all year long ( $\sim 1$  mm/day). Due to the small annual cycle of  $\sqrt{\hat{\sigma}_x^2}$ , the ratio has a similar annual cycle than for the inter-member variance. The ratio is close to one in summer meaning that the inter-member variance is close to its maximum and that the generation of the PCP in the RCM depends little on the driving field. For ST in Fig. 1.3c, the small annual cycle of the IV is close to the one of MSLP in Fig. 1.3a, with large values in winter/spring and small values in fall. Other comments for the MSLP can be shared with the ST.

In winter, the atmospheric circulation of the mid-latitude is characterized by a strong jet stream and fast moving weather systems. This intense atmospheric circulation imposes a strong forcing from the LBC on the RCM because of the large "flux of information" through the boundaries, which therefore reduces the IV. In summer, the atmospheric circulation is usually weaker and the parameterized processes (radiation, convection, etc.) are more active. The weaker flow reduces the information flux through the boundary and the stronger subgrid-scale processes of the model, which are more stochastic in their behavior, are believed to enhance the IV. These factors were used to explain the strong summer IV values reported in previous studies (Giorgi and Bi 2000; Caya and Biner 2004). The present study suggests that the large domain is responsible for the small annual cycle of the IV and the larger values of the IV in winter for MSLP.

### 1.3.4 Spatial distribution of the IV

Figures 1.4a and 1.4b present the 1980-1989 climatology of summer and winter IV for MSLP, as estimated using the square root of the time-average inter-member variance ( $\sqrt{\sigma_{mslp}^2}$ ) computed with a ten-member ensemble following equation (4). One can see that the IV of MSLP has similar spatial distribution and magnitude for both seasons, which is not uniformly distributed with larger values over the northeast region. As for the time evolution of the IV, two factors may contribute to the IV spatial distribution. First, the general easterly flow makes information from the driving fields entering by the western and northern boundaries for the mid-latitude domain. Therefore, on the west side of the domain, the RCM simulation is strongly conditioned by the driving data, resulting in a weak IV (low inter-member variance). Moving eastward in the domain, the chaotic nature of the

flow acts to increase the IV. The IV reaches its maximum value in the northeast region (Fig. 1.4a and 1.4b) just before the outflow boundary. At the northeastern boundary, the RCM solution is forced back to the driving flow by the one-way nesting. Therefore, the IV has to reach zero at the boundary where the driving circulation is imposed on the RCM.

The second factor derived from the relation between the IV and the transient-eddy variability ( $\sigma_t^2$ ) as showed by Caya and Biner (2004). As discussed in section 3.3, for an ensemble of simulations, the maximum IV computed with the inter-member variance for a large ensemble is  $\sigma_t^2$  when members of the ensemble are unbiased, uncorrelated and share the same temporal variance. The transient-eddy variance ( $\sigma_t^2$ ) is the natural variability of a meteorological field with time, which mainly results from the travel of the weather systems along the storm track. It can be estimated as follow for each member  $m$  of the ensemble as

$$\sigma_t^2(i, j, k, m) = \frac{1}{N-1} \sum_{t=1}^N \left( X(i, j, k, t, m) - \overline{X(i, j, k, m)}^t \right)^2 \quad (8)$$

where the  $^{-t}$  operator refers to a climate time average and  $N$  is the number of archived time steps over the period of interest. The ensemble mean of  $\sigma_t^2$  can be computed to take in consideration the temporal variance of all members  $M$  simultaneously.

$$\overline{\sigma_t^2}^m(i, j, k) = \frac{1}{M} \sum_{m=1}^M \sigma_t^2(i, j, k, m) \quad (9)$$

Figures 1.4c and 1.4d present the square root of the ensemble-mean transient-eddy variance ( $\sqrt{\overline{\sigma_t^2}^m}$ ) for 1980-1989 for MSLP in summer and in winter, respectively. Large values of  $\sqrt{\overline{\sigma_t^2}^m}$  are generated north of the 50<sup>th</sup> parallel with the largest values

near the coasts, along the storm track. In addition, winter values of  $\sqrt{\sigma_i^2{}^m}$  are almost two-fold larger than in summer. The ratio of the RCM IV (Fig 1.4a and 1.4b) over the transient-eddy variability (Fig 1.4c and 1.4d) should tend toward a value of 1 when the IV in the RCM is close to its maximum value. In such a situation, a RCM behaves in a similar way to a GCM, which means that the evolution of the RCM is independent from its lateral boundary forcing and that the correlation between the ensemble members is close to zero. This ratio is closer to 1 in summer (Fig. 1.4e) than in winter (Fig. 1.4f), reaching a maximum of nearly 0.8 in the north of the Québec Province in summer. These results suggest that the members are less controlled by the LBC in summer than in winter, and that each member is more uncorrelated from one another in summer than in winter. Even if the absolute values of winter IV (Fig. 1.4b) are slightly larger than in summer (Fig. 1.4a), the relative IV is smaller in winter (Fig. 1.4f) than in summer (Fig. 1.4e). The larger values of the IV in winter on Fig 1.4b are caused by the larger temporal variance in winter (Fig. 1.4d) than in summer (Fig. 1.4c).

Another tool that can estimate the IV is the time correlation between the members that measure the independence between the members. Since our ensemble contains 10 members and that time correlation can only be estimated from a pair of members, a suitable coefficient consists in the average time correlation of five pairs of member. For MSLP, this coefficient (not shown) has a spatial distribution similar to the relative internal variability estimated with the ratio describes above (Fig. 1.4e and 1.4f). The average time correlation for the 5 pairs of member for MSLP starts from one at the boundaries, meaning that the IV is low, and decreases from west to east. It reaches a minimum value of 0.3 in summer and 0.7 in winter in the north of Quebec. In this region in summer, the RCM simulation behave close to a GCM where

each simulation is almost independent from the driving field forcing, shared by each RCM simulation, which tend to increase the time correlation between simulations.

The 1980-1989 IV climatology ( $\sqrt{\sigma_{mslp}^2}$ ) has also been estimated from a two-member ensemble (Fig. 1.4g and 1.4h) instead of ten (Fig. 1.4a and 1.4b). Randomly selected pairs showed similar results (not shown). The IV computed with two members (Fig. 1.4g and 1.4h) is similar to the one estimated using a ten-member ensemble (Fig. 1.4a and 1.4b). These results differ from the study of Alexandru et al. (2007), where a minimum of ten members was required to obtain a robust estimation of the spatial distribution of the IV for one season. This can be explained by the longer recording time (10 x 3 months) we used to compute the spatial distribution, compared to the 1 x 3 months of Alexandru et al. (2007). It seems that a pair of ten-year members is as effective as a ten-member ensemble for a single season (both 30 months per season) to provide a good estimate of the IV. The longer recording time that we used increases the sample size and filters the intermittent inter-member departures. A two-member ensemble of ten years seems therefore sufficient to obtain a good estimation of the spatial distribution of the IV for MSLP for summer and winter seasons.

The 1980-1989 climatology of IV for PCP ( $\sqrt{\sigma_{pcp}^2}$ ) is highly conditioned by the amount and frequency of weather events taking place during each season. In summer (Fig. 1.5a), the strong PCP events in the southeast of the United States show a large variability of solutions in each member (Fig. 1.5a). The other maximum in the northeast of the domain seems to be related to the lateral boundary forcing where the RCM generates PCP when brought back to the driving field at the boundary, as imposed by the nesting. This artificial PCP seems to behave differently in each

simulation and could explain the large IV near the northeast boundaries. The IV in winter (Fig. 1.5b) is smaller than in summer (Fig. 1.5a) due to the weaker PCP. There is an IV maximum in winter on the west coast of Canada where large precipitations occur. The IV is weak in the periphery of the domain in summer and in winter according to the nine grid-points nudging zone where each simulation are forced back to the driving field.

The analysis with the IV and transient-eddy variance is repeated for the PCP. The spatial distribution of the square root of the ensemble-mean transient-eddy variance ( $\sqrt{\sigma_t^2{}^m}$ ) for summer (Fig. 1.5c) is close to the climatology of the IV ( $\sqrt{\sigma_{pcp}^2{}^t}$ ) (Fig. 1.5a). This is more obvious in Fig. 1.5e, where the normalized IV (square root of the inter-member variance divided by the square root of the transient-eddy variance) is close to 1 over most of the domain, meaning that the domain is large enough for the PCP IV to reach its maximum value. Therefore, the time evolution of PCP in summer in a large RCM domain can become totally uncorrelated between the members of the ensemble. In summer, the boundaries seem to have very weak influence on the simulation of PCP everywhere in the domain, except near the inflow boundary. However, Fig. 1.5f shows a different behaviour in winter, where the ratio is much smaller. This can be explained by the generation of winter PCPs by large-scale synoptic systems, which are well correlated in each member. As for the MSLP, the spatial distribution of the average time correlation between the 5 pairs of members for PCP (not shown) is similar to the spatial distribution of the ratio (Fig. 1.5e and 1.5f). It reaches rapidly 0 in the interior of the domain in summer and has a minimum of 0.2 in winter, south of the Greenland. Still as for the MSLP, the estimation of the IV using two members (Fig. 1.5g and 1.5h) closely reproduced the values obtained using ten members (Fig. 1.5a and 1.5b). Again, it seems that a pair of members of ten years is sufficient to estimate the spatial distribution of the IV for PCP.



The 1980-1989 summer climatology of the IV for ST shows large values over northern Ontario and around the Hudson Bay (Fig. 1.6a). In winter, large values are seen over the Canada Arctic (Fig. 1.6b). In summer, the prescribed sea-surface temperature (SST) over the Hudson Bay from the AMIP data limits the IV of the ST. In winter, when the Hudson Bay is ice covered, the ST is prognostic in the CRCM and is therefore subjected to IV. Larger values of the transient-eddy variance in summer (Fig. 1.6c) are located over California and around the Hudson Bay. The strong values of the transient-eddy variance in winter, located in North Canada and on the West Coast, result from the strong cyclonic atmospheric activity (Fig. 1.6d). As for the two previous variables, the ratio of the IV over the temporal variability is larger in summer (Fig. 1.6e) than in winter (Fig. 1.6f) and shows the largest values over the North of Québec. As for MSLP, this region is weakly controlled by the driving field, being far from the inflow boundary, thus allowing large variability between the members. As for the other two variables, computation of the 1980-1989 IV climatology using two members (Fig. 1.6g and 1.6h) showed similar results to the ones computed with ten members (Fig. 1.6a and 1.6b).

### **1.3.5 Influence of the IV over climate estimations**

Alexandru et al. (2007) showed that the IV could have an impact on seasonal averages. However, it has also been suggested that even if RCM simulations generate different time evolution in their solution, the net effect of the IV on the computed climate is small (Giorgi and Bi 2000; Caya and Biner 2004). In a recent work, de Elía et al. (2008) established a relationship between the differences in the simulated climate caused by the IV and the length of the averaging period. They estimated that, for variables uncorrelated in time and showing a weak spatial correlation, the root-mean-square-difference between two time-average fields decreases with the square

root of the averaging period. From this perspective, the IV could be associated to white noise where its effect diminishes with the period length over which the climate is computed. This is also similar to the estimation of two time averages, which tend to converge as the sample size increase with the averaging period.

To evaluate the global impact of the IV on the 1980-1989 climatology of a meteorological variable, we computed the square root of the variance between the climate of each member of the ensemble ( $\sqrt{\sigma_x^2}$ ) following equation (5). Figure 1.7a shows that the values of  $\sqrt{\sigma_x^2}$  for MSLP are larger on the Hudson Bay and the Labrador Sea during summer, with a second maximum over New England. It is important to note that the variance of the climate ( $\sqrt{\sigma_x^2}$ ) (Fig. 1.7a and 1.7b) is very small with respect to the climate of variance ( $\sqrt{\sigma_x^{2'}}$ ) (Fig. 1.4a and 1.4b). In winter, the maximum variance in the climate of MSLP is found over the Canadian Shield (Fig. 1.7b). The spatial distribution of  $\sqrt{\sigma_x^2}$  (Fig. 1.7a and 1.7b) is different from  $\sqrt{\sigma_x^{2'}}$  (Fig. 1.4a and 1.4b).

For PCP, the large values of  $\sqrt{\sigma_x^2}$  estimated in the southeast USA during summer (Fig. 1.7c) are co-localized with the large values of  $\sqrt{\sigma_x^{2'}}$  (Fig. 1.5a), but they are noisier. The large values of  $\sqrt{\sigma_x^2}$  estimated in summer for the ST are located over Saskatchewan (Fig. 1.7e), where small values of  $\sqrt{\sigma_x^{2'}}$  are seen over that same region (Fig. 1.6a). Altogether, these data suggest that the longer time scale of the deep soil, associated with feedback processes, could drive some members away from the ensemble mean over a long period of time.

Climate change simulations and observations statistics are usually based on 30 years. Since our simulations span only 10 years, a possible way to estimate the variance between 30-year climates values in our analysis could be through extrapolation. We use here an approach similar to that used by de Elía et al. (2008). They showed that using the variance of a sample mean ( $S_{\bar{z}}^2$ ) for a collection of independent and identically distributed random variables (von Storch and Zwiers 2001), we can write

$$S_{\bar{z}}^2 = \frac{1}{N} S_z^2 \quad (10)$$

where  $N$  is the number of members in the sample and  $S_z^2$  is the variance of the independent variable  $z$ . This means that the sample mean, as an estimator of the population mean, has an uncertainty that is proportional to the population variance and inversely proportional to the size of the sample.

From equation (10), we can get

$$S_z^2 = 30 \times S_{\bar{z}^{30}}^2 = 10 \times S_{\bar{z}^{10}}^2 \quad (11)$$

$$S_{\bar{z}^{30}} = \frac{1}{\sqrt{3}} \times S_{\bar{z}^{10}} \quad (12)$$

The values computed in Fig. 1.7 correspond to  $S_{\bar{z}^{10}}$ . Thus, an approximation of the square root of the variance with a 30-year climate ( $S_{\bar{z}^{30}}$ ) can be obtained by multiplying the values on Fig. 1.7 by  $\frac{1}{\sqrt{3}}$ . Since our ensemble contains only a sample of ten ten-year climates, the spatial distribution is not very robust and might change with more members or with 30-year climates.

In Fig. 1.8, we plotted the departure of the 1980-1989 climate of each member from the 1980-1989 climate of the ensemble mean for summer ST. In summer, members 1, 2, 5 and 7 are below the ensemble mean over Saskatchewan, while

members 3, 6, 9 and 10 are above the ensemble mean. In this region, the large values of  $\sigma_x^2$  not only result from one extreme member, but seem to oscillate between two modes. The soil water content, having a longer time response, might create some memory that can extend from year to year, enhancing the variability between members for sensible regions, such as Saskatchewan which is dry and close to the Rocky Mountains. The departures from  $\pm 1^\circ\text{C}$  observed in certain regions, like Saskatchewan for members 2 and 10 (Fig. 1.8), are not negligible for ten-year averages in summer. One should keep in mind that these departures are generated from very small perturbations in the initial conditions and that each member is a plausible solution for the same set of LBC forcing. According to our experimental setup, which uses the perfect-model approach, the anomaly observed should be considered as the minimum uncertainty to take into account for a ten-year simulation. Finally, we showed that the IV could have a significant impact on the ten-year climatology of meteorological variables, which differs from previous studies (Giorgi and Bi 2000; Caya and Biner 2004). The large IV estimated due to the large domain size, especially in winter, should be responsible for this different result.

## 1.4 CONCLUSIONS

This work extends previous studies on RCM's internal variability (IV) that were limited by small ensembles, short simulations and the use of small domains. To push these limits, a ten-member ensemble of ten-year simulations was constructed over a large domain covering North America. To generate the ensemble, the simulations were launched with perturbations in their initial conditions. All members of the ensemble used the same set of time-dependent lateral boundary conditions taken from the NCEP reanalyses and the same prescribed ocean surface boundary conditions (SSTs and sea ice) taken from the AMIP data.

The IV was estimated as the variance between the ensemble members. In a first analysis, the time evolution of the IV was investigated using the domain average inter-member variance over the ten-year period. The results showed that the IV has no long-term tendency and seems to fluctuate in time according to the synoptic situation within the domain. The IV did not exhibit a distinct annual cycle for mean-sea-level pressure and screen temperature, a conclusion at variance with previous studies over mid-latitude that showed a clear annual cycle in the IV with small values in winter and large values in summer. It seems that the increase of the domain size reduces the control of the driving field on the RCM simulations and enhances the IV, especially in winter. The annual cycle for PCP, with large values in summer and small values in winter, is in agreement with previous studies.

In a second analysis, we examined the spatial distribution of the IV with its ten-year climatology. The analysis shows that the IV is not uniformly distributed within the domain, with larger values for mean-sea-level pressure in the northeast of the domain near the outflow boundary. Small values of the IV were found on the western side of the domain near the inflow boundary. The normalization of the time-average inter-member variance with the transient-eddy variance (which is an estimation of the maximum value of the IV) showed that the relative IV is closer to its maximum in summer than in winter. In the region of larger IV for summer period, the RCM behaves similarly to a GCM in the sense that the meteorological events are not synchronized despite the forcing applied at the lateral boundaries. The higher control from the driving fields in winter explains why similar absolute IV values for MSLP are estimated for summer and winter periods, despite the larger transient-eddy variance in winter fields.

Finally, the influence of the IV on the ten-year climatology was examined using the inter-member variance between the climates of each member. The largest variances for the climate of each member were not always located in the region with largest climatological IV. The small size of our ensemble and/or feedback processes associated to long time responses of the soil variables could be responsible for the differences in the climate of the ensembles members. A larger ensemble is required to fully address these questions.

This work looked at the IV using a specific RCM and a specific experimental configuration. We must be careful in generalizing the conclusions of this work for other RCMs or configurations. It would be interesting to test whether large spreads between the members of an ensemble are associated with a drift in the RCM circulation, with respect to that of the driving data. It would also be interesting to

identify the spatial scales affected by the internal variability. Finally, this study could be repeated using large-scale nudging, which is widely used on such large domains.

*Acknowledgements:* This work is part of the PhD thesis of the first author in Environmental Sciences at Université du Québec at Montréal. The authors wish to thank Claude Desrochers and Mourad Labassi for maintaining a user-friendly local computing environment at the Ouranos Consortium. A special thank is directed to Sébastien Biner and Samuel Somot, who generously devoted time to the discussion of some sections of the manuscript. This work was carried out as part of the research programs of the Canadian Climate Variability Research Network (CLIVAR), the Canadian Network for Regional Climate Modelling and Diagnostics (CRCMD) and the Ouranos Consortium. It was financially supported by the Canadian Foundation for Climate and Atmospheric Sciences (CFCAS), the National Science and Engineering Research Council of Canada (NSERC) and the Ouranos Consortium. Finally, the authors would like to thank Dr. Maryse Picher for her careful revision that has improved the readability of the manuscript.

## REFERENCES

- Alexandru A, de Elía R, Laprise R (2007) Internal variability in regional climate downscaling at the seasonal time scale. *Mon Wea Rev* 135: 3221-3238
- Biner S, Caya D, Laprise R, Spacek L (2000) Nesting of RCMs by imposing large scales. *Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modelling*, edited by H. Ritchie, WMO/TD - No. 987, Report No. 30, 7.3-7.4.
- Caya D, Biner S (2004) Internal variability of RCM Simulations over an Annual Cycle. *Clim Dyn* 22: 33-46
- Caya D, Laprise R (1999) A semi-implicit semi-Lagrangian regional climate model: The Canadian RCM. *Mon Wea Rev* 127:341-362
- Christensen OB, Gaertner MA, Prego JA, Polcher J (2001) IV of regional climate models. *Clim Dyn* 17:875-887
- Davies HC (1976) A lateral boundary formulation for multilevel prediction models. *Q J Roy Meteor Soc* 102:405-418
- de Elía R, Caya D, Frigon A, Côté H, Giguère M, Paquin D, Biner S, Harvey R, Plummer D (2008) Evaluation of uncertainties in the CRCM-simulated North American climate. *Clim Dym* 30: 113-132. doi:10.1007/s00382-007-0288-z
- Gates WL and Coauthors (1999) An overview of the results of the Atmospheric Model Intercomparison Project, *Bull Amer Meteor Soc* 80:29-55
- Giorgi F, Bi X (2000) A study of IV of regional climate model. *J Geophys Res* 105:29503-29521
- IPCC (2001) Houghton JT, Ding Y, Griggs DJ, Noguer M, van der Linden PJ, Dai X, Maskell K, Johnson CA, *Climate Change 2001: The Scientific Basis*, Cambridge University Press, Cambridge, 881 pp



- IPCC (2007) Solomon S., Qin D, Manning M, Chen Z, Marquis M, Averyt KB, Tignor M, Miller HL,. Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 996 pp.
- Jones RG, Murphy JM, Noguer M (1995) Simulation of climate change over Europe using a nested regional-climate model. I: Assessment of control climate, including sensitivity to location of lateral boundaries. *Quat Jour Roy Meteor Soc* 121:1413-1449
- Kalnay E and Coauthors (1996) The NCEP/NCAR 40-year Reanalysis Project, *Bull Amer Meteor Soc* 77:437-471
- Lucas-Picher P, Caya D, Biner S (2004) RCM's IV as function of domain size. Research activities in Atmospheric and Oceanic Modelling, WMO/TD, J. Côté, Ed., 1220 (34): 7.27-7.28.
- McFarlane NA, Boer GJ, Blanchet JP, Lazare M (1992) The Canadian Climate Centre Second-Generation General Circulation Model and Its Equilibrium Climate. *J Climate* 5:1013-1044
- Mearns L (2004) North American Regional Climate Change Assessment Program (NARCCAP): A Multiple AOGCM and RCM Climate Scenario Project over North America, AGU Fall Meeting, San Francisco, USA.
- Miguez-Macho G, Stenchikov GL, Robock A (2004) Spectral nudging to eliminate the effects of domain position and geometry in regional climate model simulations. *J Geophys Res* 109 D13104, doi:10.1029/2003JD004495
- Plummer D, Caya D, Côté H, Frigon A, Biner S, Giguère M, Paquin D, Harvey R, de Élia R (2006) Climate and climate change over North America as simulated by the Canadian Regional Climate Model. *J Clim* 19:3112-3132
- Riette S, Caya D (2002) Sensitivity of short simulations to the various parameters in the new CRCM spectral nudging. Research activities in Atmospheric and Oceanic Modelling, edited by H. Ritchie, WMO/TD - No 1105, Report No. 32: 7.39-7.40
- Rinke A, Dethloff K (2000) On the sensitivity of a regional Arctic climate model to initial and boundary conditions. *Clim Res* 14:101-113

- Rinke A, Marbaix P, Dethloff K (2004) IV in Arctic regional climate simulations: case study for the Sheba year. *Clim Res* 27:197-209
- Takle ES, Roads J, Rockel B, Gutowski WJ, Arritt RW, Meinke I, Jones CG, Zadra A (2007) Transferability intercomparison: An opportunity for new insight on the global water cycle and energy budget, *Bull Am Meteor Soc* 88:375-384
- Vannitsem S, Chomé F (2005) One-Way Nested Regional Climate Simulations and Domain Size. *J Clim* 18:229-233
- von Storch H, Langenberg H, Feser F (2000) A spectral nudging technique for dynamical downscaling purposes. *Mon Wea Rev* 128:3664-3673
- von Storch H, Zwiers FW (2001) *Statistical Analysis in Climate Research*. 484 pp
- Weisse R, Heyen H, von Storch H (2000) Sensitivity of a regional atmospheric model to a sea state dependent roughness and the need of ensemble calculations. *Mon Wea Rev* 128:3631-3642
- Wu W, Lynch A, Rivers A (2005) Estimating the uncertainty in a regional climate model related to initial and lateral boundary conditions. *J Clim* 18:917-933



Figure 1.1 North American domain uses for the CRCM ensemble of simulations. This domain contains 193 X 145 grid cells at a 45-km resolution. Topographic heights are contoured every 500 m.

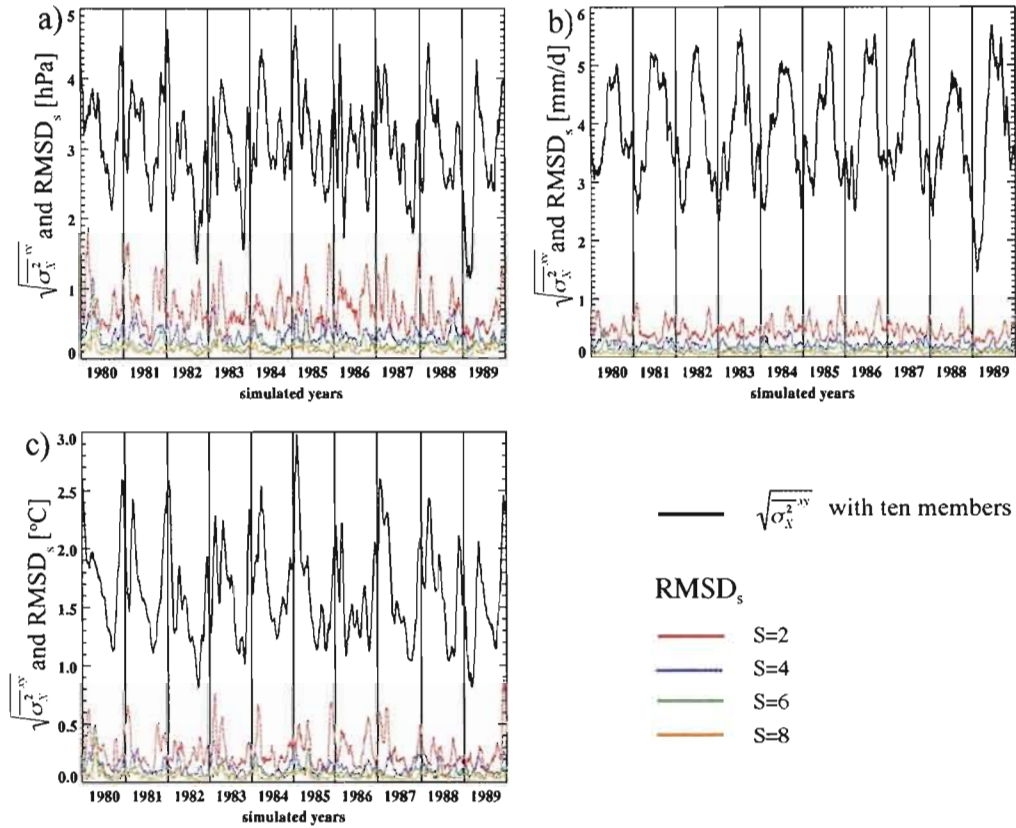


Figure 1.2 1980-1989 square root of the domain-average inter-member variance ( $\sqrt{\sigma_X^{2w}}$ ) computed with 10 members for a) the mean-sea-level pressure (MSLP; hPa), b) precipitation (PCP, mm/d) and c) screen temperature (ST, °C). The colored curves present the spatial root-mean-square-differences ( $\text{RMSD}_s$ ) between the estimation of the ( $\sqrt{\sigma_X^{2w}}$ ) using 10 members and those with 2, 4, 6 and 8 members. A 30-day moving average is applied to each curve.

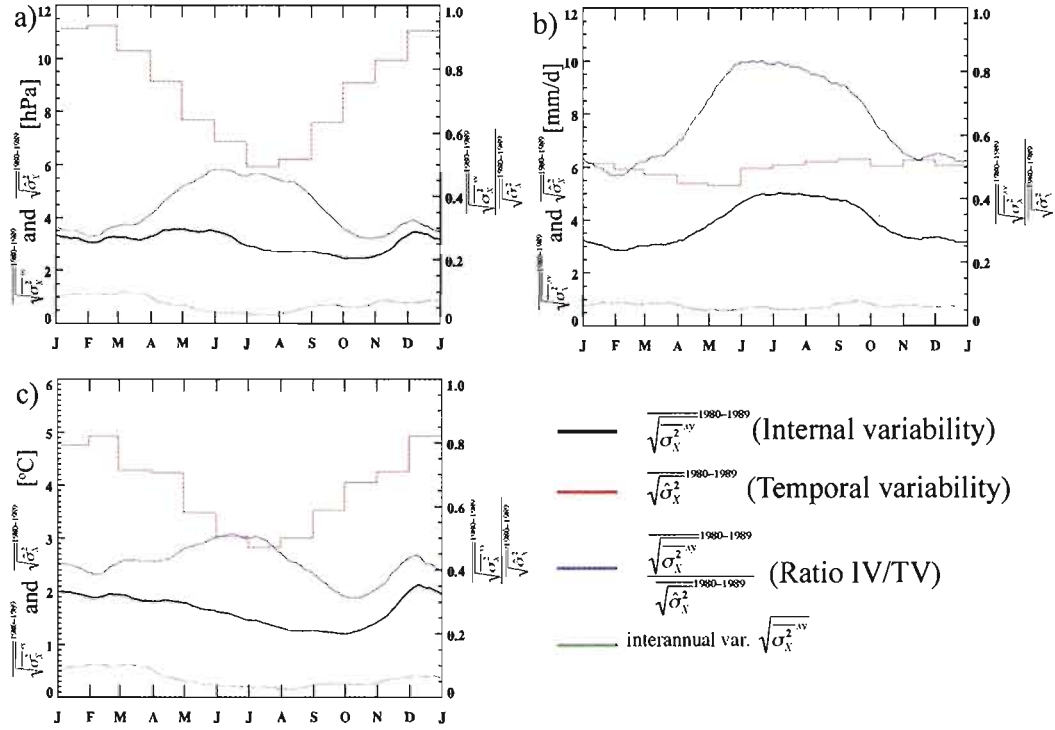


Figure 1.3 Mean annual cycle of  $\sqrt{\sigma_x^{2,xy}}$  (internal variability) computed with ten-members over 1980-1989 in black for (a) mean-sea-level pressure (MSLP; hPa), (b) precipitation (PCP; mm/d) and c) screen temperature (ST; °C). The green line shows the interannual variability of  $\sqrt{\sigma_x^{2,xy}}$ . The mean annual cycle of  $\sqrt{\hat{\sigma}_x^2}$  (monthly temporal variability) over 1980-1989 of the first member is shown by the red line. The blue line shows the relative internal variability (right-hand side scale), computed as the ratio of the internal to temporal variabilities. A 30-day moving average is applied for the values associated to the black, blue and green lines.

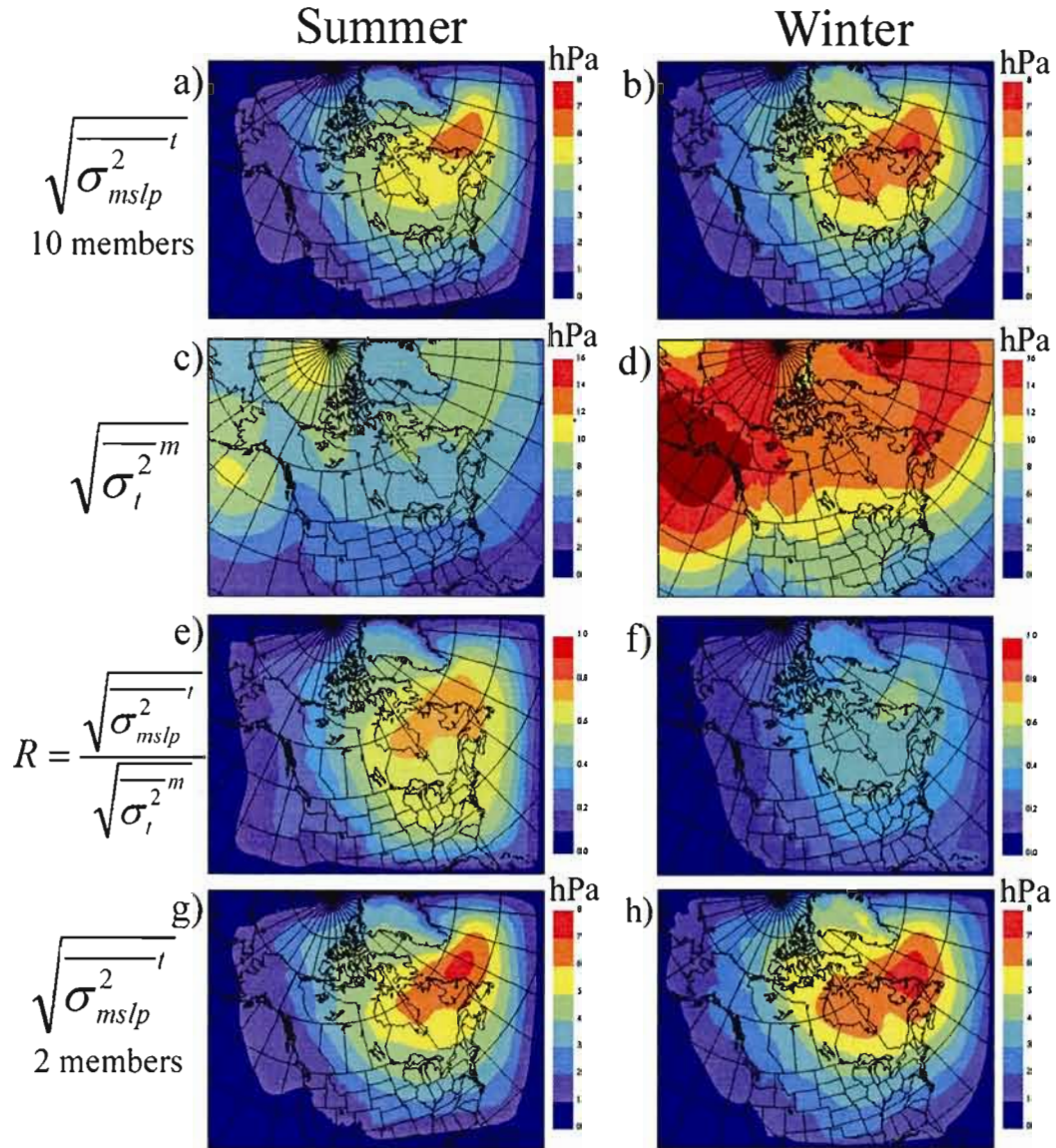


Figure 1.4 Square root of the time average inter-member variance ( $\sqrt{\sigma_{mslp}^2{}^t}$ ) for 1980-1989 with ten members for the mean-sea-level-pressure (hPa) in a) summer and b) winter. Square root of the ensemble-mean transient-eddy variance  $\sqrt{\sigma_i^2{}^m}$  from 1980-1989 in c) summer and d) winter. Ratio between  $\sqrt{\sigma_{mslp}^2{}^t}$  (a-b) and  $\sqrt{\sigma_i^2{}^m}$  (c-d) in e) summer and f) winter.  $\sqrt{\sigma_{mslp}^2{}^t}$  with 2 members in g) summer and h) winter.



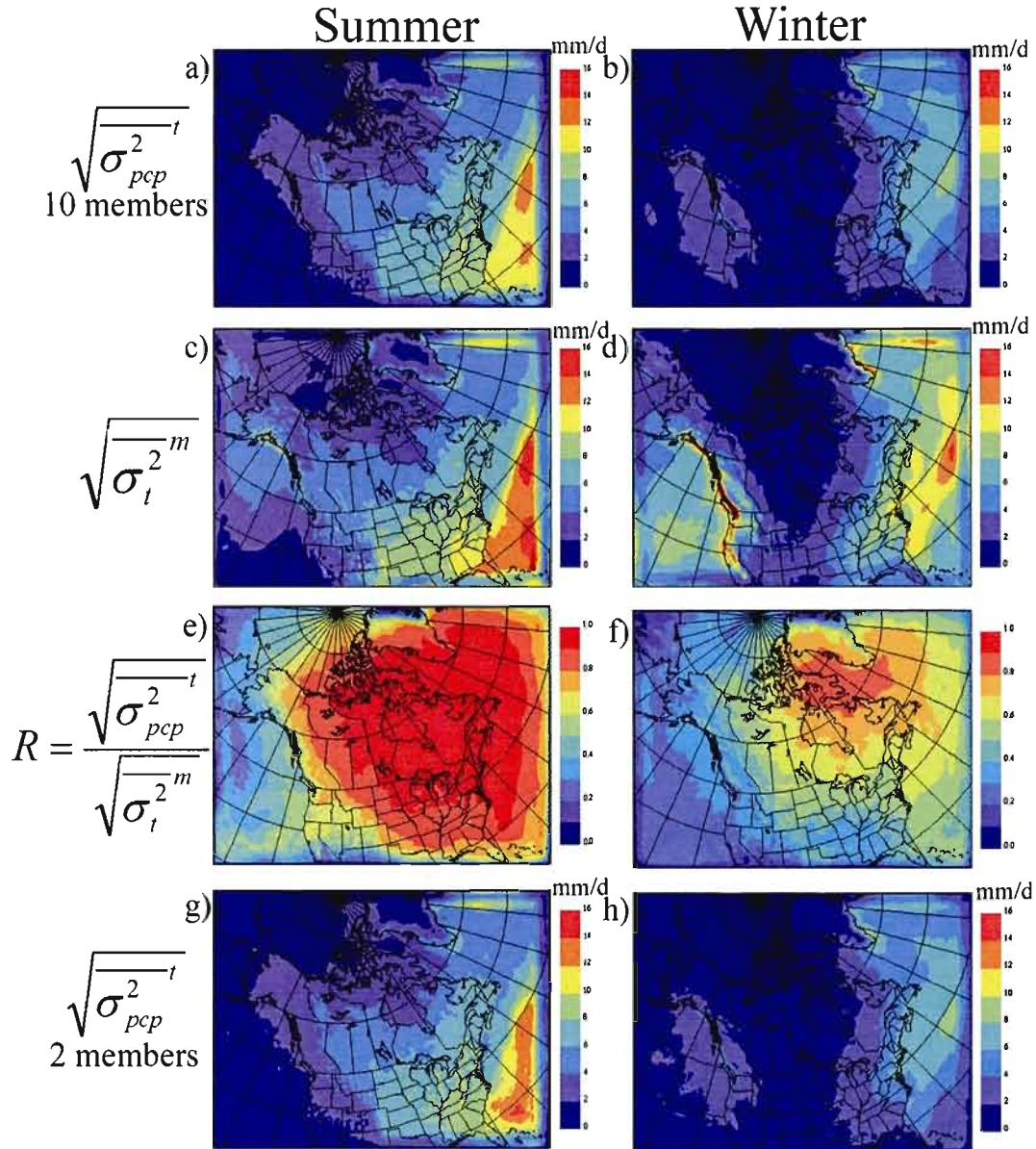


Figure 1.5 Square root of the time average inter-member variance ( $\sqrt{\sigma_{pcp}^2}^t$ ) for 1980-1989 with ten members for the precipitation (mm/d) in a) summer and b) winter. Square root of the ensemble-mean transient-eddy variance  $\sqrt{\sigma_t^2}^m$  from 1980-1989 in c) summer and d) winter. Ratio between  $\sqrt{\sigma_{pcp}^2}^t$  (a-b) and  $\sqrt{\sigma_t^2}^m$  (c-d) in e) summer and f) winter.  $\sqrt{\sigma_{pcp}^2}^t$  with 2 members in g) summer and h) winter.

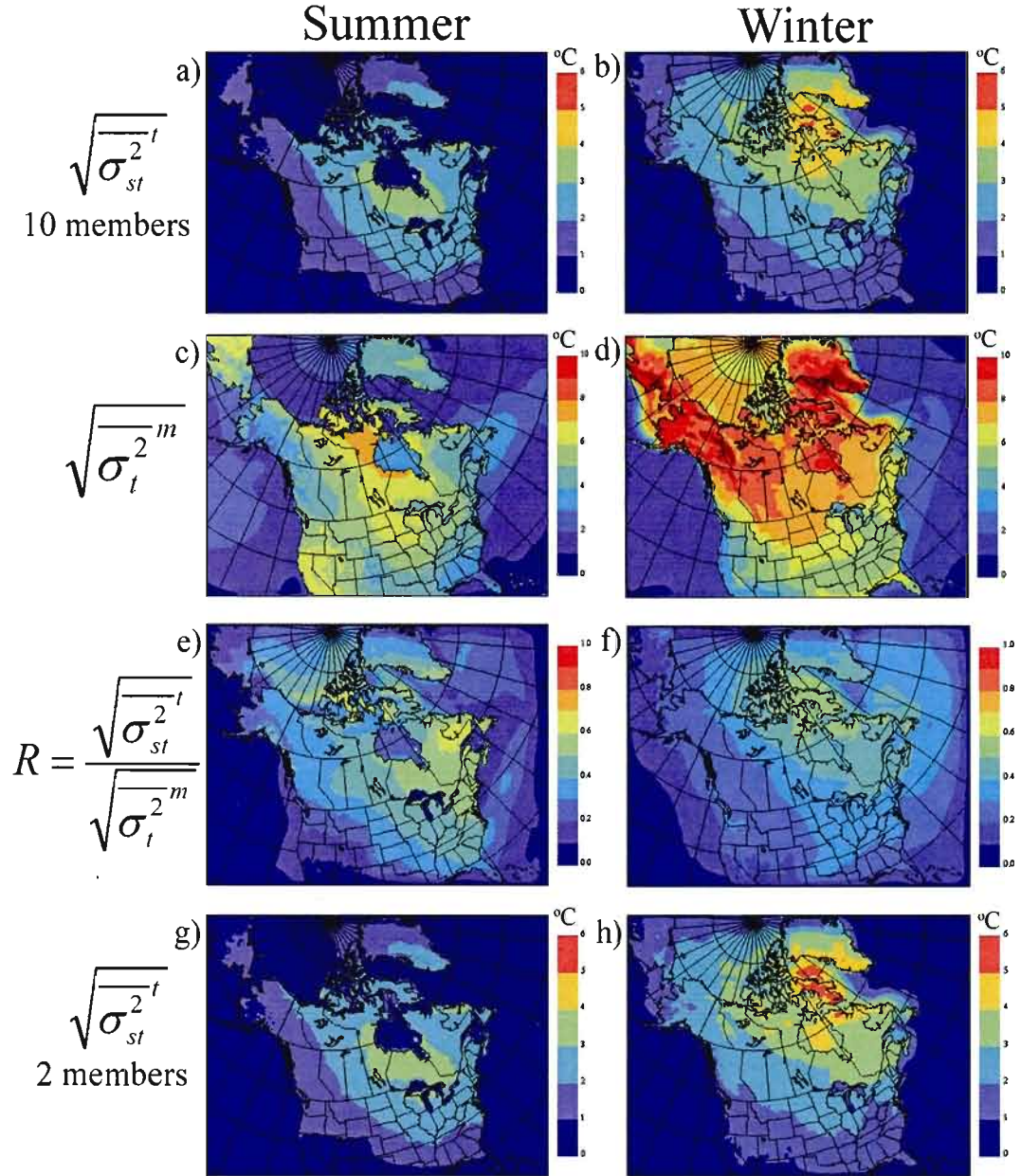


Figure 1.6 Square root of the time average inter-member variance ( $\sqrt{\sigma_{st}^{2^t}}$ ) for 1980-1989 with ten members for the screen temperature ( $^{\circ}\text{C}$ ) in a) summer and b) winter. Square root of the ensemble-mean transient-eddy variance  $\sqrt{\sigma_t^{2^m}}$  from 1980-1989 in c) summer and d) winter. Ratio between  $\sqrt{\sigma_{st}^{2^t}}$  (a-b) and  $\sqrt{\sigma_t^{2^m}}$  (c-d) in e) summer and f) winter.  $\sqrt{\sigma_{st}^{2^t}}$  with 2 members in g) summer and h) winter.



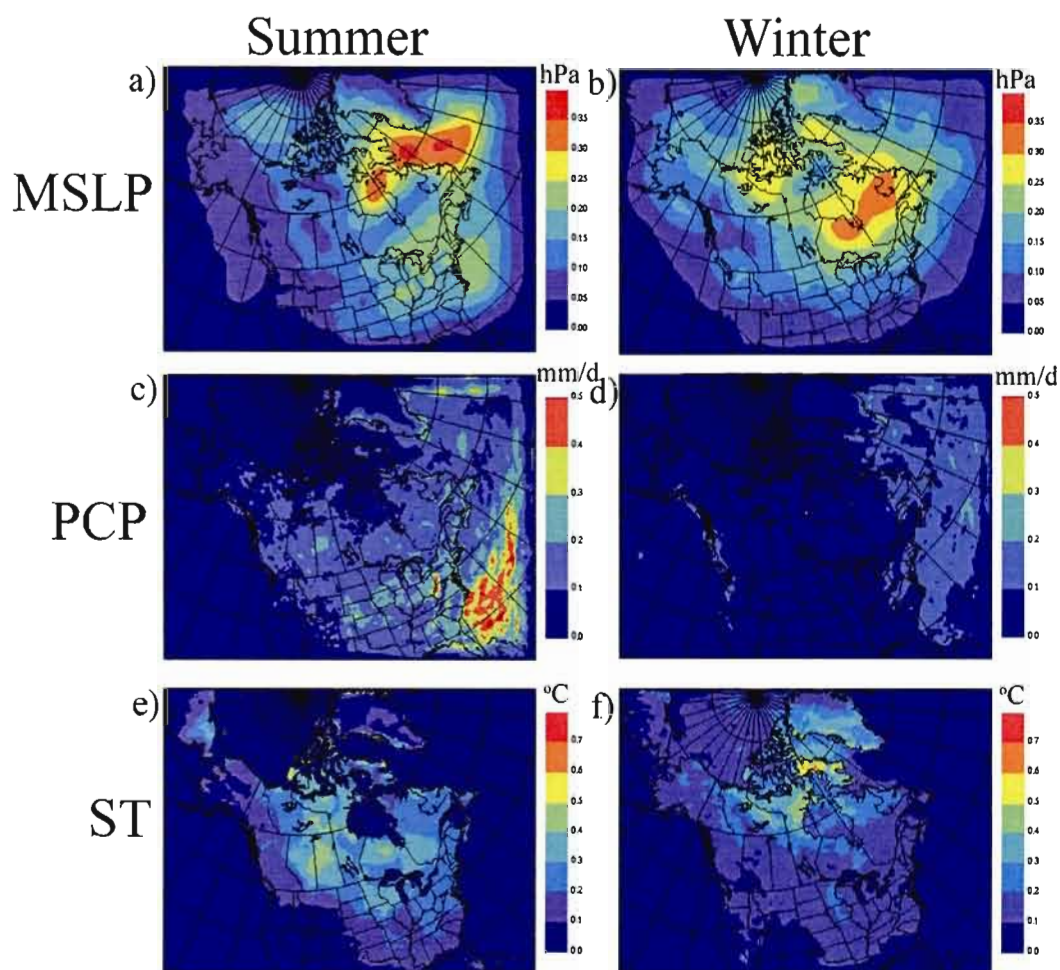


Figure 1.7 Square root of the variance between the ten-year climate of each member of the ensemble ( $\sqrt{\sigma_x^2}$ ) from 1980 to 1989 for the mean-sea-level pressure (MSLP; hPa) with 10 members in a) summer and b) winter. Computation is repeated for (c-d) the precipitation (PCP; mm/d) and (e-f) the screen temperature (ST; °C).

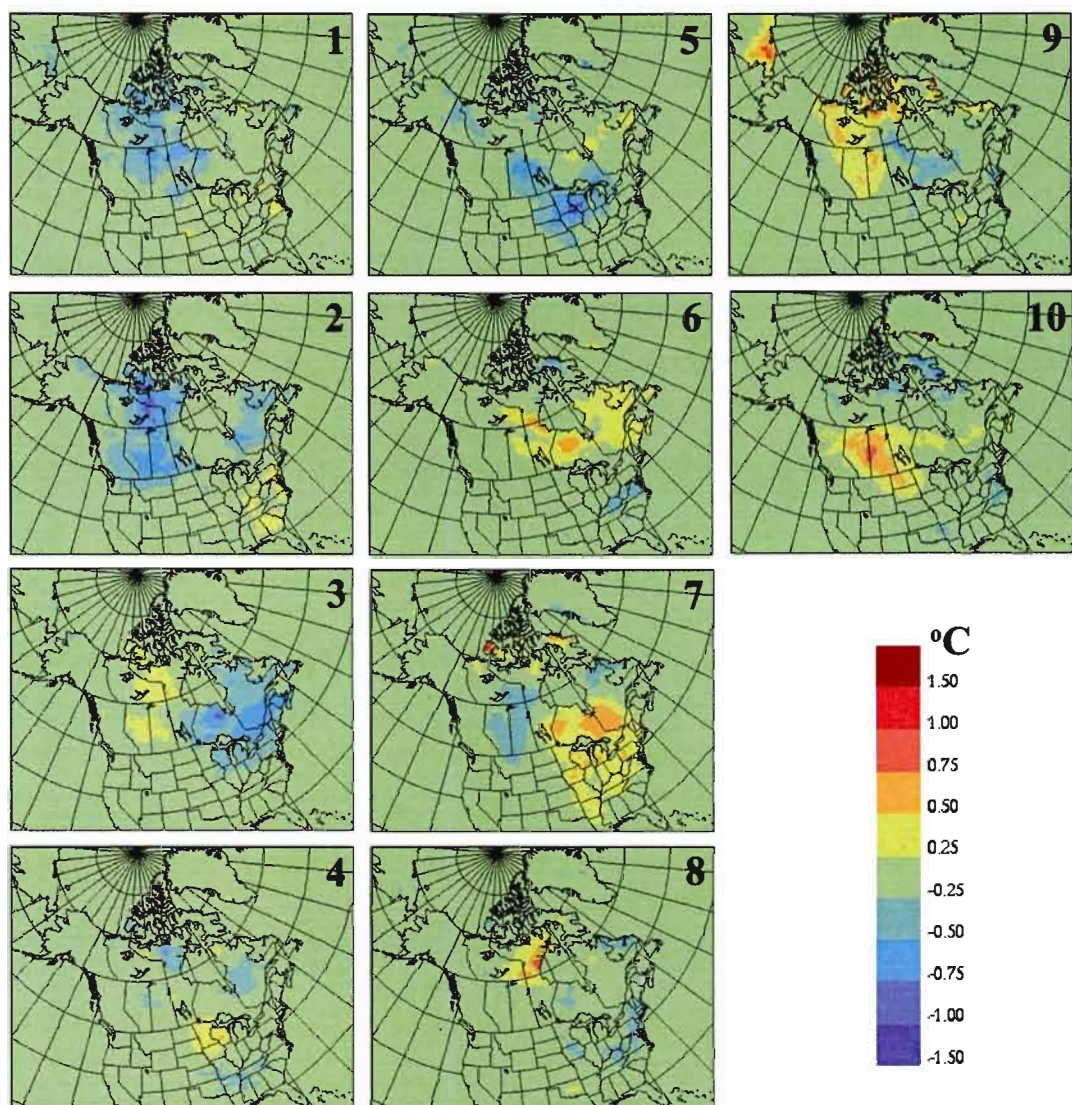


Figure 1.8 Departure of 1980-1989 time average for each member (indicated in the top right of the figures) from the 1980-1989 time average of the ensemble mean for screen temperature (°C) in summer.

## **CHAPITRE II**

### **QUANTIFICATION DU CONTRÔLE DES CONDITIONS AUX FRONTIÈRES LATÉRALES D'UN MODÈLE RÉGIONAL DE CLIMAT AVEC UN TRACEUR DE VIEILLISSEMENT**

Ce chapitre, rédigé en anglais, est présenté sous la forme d'un article qui a été publié dans la revue *Monthly Weather Review* en 2008. Il décrit un nouvel outil qui permet de quantifier le contrôle des CFL sur une simulation effectuée avec un modèle régional de climat (MRC). Cet outil est un traceur de vieillissement qui calcule le temps de résidence des parcelles d'air à l'intérieur d'un domaine à aire limitée d'un MRC. En premier lieu dans l'article, le MRC, la configuration expérimentale et le fonctionnement du traceur sont exposés. Puis, l'analyse présente des instantanées, l'évolution temporelle et la distribution spatiale du champ de temps de résidence. Par la suite, une relation entre le temps de résidence et la variabilité interne montre que le traceur peut être utilisé pour estimer le contrôle des conditions aux frontières latérales sur une simulation effectuée avec un MRC. Des discussions et conclusions sont élaborées à la fin de cet article.

## **PAGE TITRE**

# **Quantification of the lateral boundary forcing of a regional climate model using an ageing tracer**

Philippe Lucas-Picher

Danish Meteorological Institute, Copenhagen, Denmark  
Canadian Network for Regional Climate Modelling and Diagnostics,  
UQÀM, Montréal, Québec, Canada.

Daniel Caya

Ouranos Consortium, Montréal, Québec, Canada  
Canadian Network for Regional Climate Modelling and Diagnostics,  
UQÀM, Montréal, Québec, Canada.

Sébastien Biner

Ouranos Consortium, Montréal, Québec, Canada.

René Laprise

Canadian Network for Regional Climate Modelling and Diagnostics,  
UQÀM, Montréal, Québec, Canada.

Published in Monthly Weather Review (2008)

DOI: 10.1175/2008MWR2448.1

<http://ams.allenpress.com/perlserv/?request=get-abstract&doi=10.1175%2F2008MWR2448.1>

---

*Corresponding author address:* Philippe Lucas-Picher, Danish Meteorological Institute, Lyngbyvej 100, DK-2100 Copenhagen E, Denmark.  
E-mail: [plp@dmi.dk](mailto:plp@dmi.dk)

## RÉSUMÉ

Ce travail présente un nouvel outil utile pour quantifier le contrôle des conditions aux frontières latérales d'un modèle régional de climat (MRC). Cet outil, un traceur de vieillissement, calcule le temps qu'une parcelle d'air demeure à l'intérieur du domaine à aire limitée d'un MRC. Les traceurs de vieillissement sont initialisés à zéro lorsque les parcelles pénètrent dans le domaine et ils vieillissent lors de leur migration à travers le domaine à chaque pas de temps durant l'intégration du modèle. Cette technique a été utilisée dans un ensemble de dix simulations de dix ans (1980-1989) avec le modèle régional canadien du climat sur un vaste domaine qui couvre l'Amérique du Nord. Le temps de résidence est traité et archivé comme les autres variables météorologiques simulées, ce qui permet de calculer des statistiques climatiques. Les diagnostics de ce traceur montrent que la moyenne spatiale du temps de résidence est plus court en hiver qu'en été, une conséquence de la circulation atmosphérique rapide en hiver. Le temps de résidence diminue avec l'altitude selon la circulation atmosphérique rapide des hauts niveaux qui est dominé par le courant jet. À l'intérieur du domaine, le temps de résidence augmente d'ouest en est en accord avec le transport du traceur selon la circulation atmosphérique générale vers l'est. Une relation linéaire a été trouvée entre la distribution spatiale de la variabilité interne, calculée avec la variance entre les membres de l'ensemble, et le temps de résidence. Cette relation indique que le temps de résidence peut être utilisé comme un indicateur quantitatif pour estimer le degré de contrôle exercé par les conditions aux frontières latérales sur les simulations d'un modèle régional de climat.



## ABSTRACT

The present work introduces a new and useful tool to quantify the lateral boundary forcing of a regional climate model (RCM). This tool, an ageing tracer, computes the time the air parcels spend inside the limited-area domain of a RCM. The ageing tracers are initialized to zero when the air parcels enter the domain and grow older during their migrations through the domain with each time step in the integration of the model. This technique was employed in a ten-member ensemble of ten-year (1980-1989) simulations with the Canadian RCM on a large domain covering North America. The residency time is treated and archived as the other simulated meteorological variables, therefore allowing computation of its climate diagnostics. These diagnostics show that the domain-average residency time is shorter in winter than in summer as a result of the faster winter atmospheric circulation. The residency time decreases with increasing height above the surface due to the faster atmospheric circulation at high levels dominated by the jet stream. Within the domain, the residency time increases from west to east according to the transportation of the ageing tracer with the westerly general atmospheric circulation. A linear relation is found between the spatial distribution of the internal variability, computed with the variance between the ensemble members, and residency time. This relation indicates that the residency time can be used as a quantitative indicator to estimate the level of control exerted by the lateral boundary conditions on the RCM simulations.

## 2.1 INTRODUCTION

Regional climate models (RCMs) have been widely used for more than 15 years to simulate climate at the regional scale (Giorgi 1990). RCMs allow climate simulations with high spatial resolutions that are not accessible with general circulation models (GCMs) or objective reanalyses (RA). The RCM approach consists in using a fine-resolution grid over a limited-area domain, which requires to be fed at its boundaries by large-scale information usually taken from a GCM or RA. Initial studies conducted in the early 1990s demonstrated that this technique satisfies the fundamental principles defining RCMs (Dickinson et al. 1989; Giorgi 1990; Jones et al. 1995; Jones et al. 1997). More recently, RCMs were successfully validated by experimental observations and further refined by coupling the atmospheric models with sophisticated soil parameterizations and regional ocean models (reviews: McGregor 1997; IPCC 1996, 2001 and 2007). RCMs climate change projections are now used by the impact and adaptation community to anticipate the regional impacts of climate changes and to help in decision-making processes (IPCC 2007). Regional climate change projections require climate modellers to give the most reliable projections and informations about the associated uncertainties. In this perspective, many intercomparison projects of RCM have been recently undertaken, e.g. Prediction of Regional scenarios and Uncertainties for Defining European Climate change risks and Effects (PRUDENCE, Christensen et al. 2002), Project to Intercompare Regional Climate Simulations (PIRCS, Takle et al. 1999), North American Regional Climate Change Assessment Program (NARCCAP, Mearns

2004), Arctic Region Model Intercomparison Project (ARCMIP, Tjernstrom et al. 2005).

As GCMs, the uncertainties in RCMs come from many sources: the emission scenarios, imperfections in model formulation, the parameterization used to define processes at scales not resolved by the RCM, and the internal variability (IV) of the simulated climate system. However, RCMs have an additional source of uncertainty, which comes from the information at the lateral boundaries (Noguer et al. 1998; Vidale et al. 2003; Wu et al. 2005). As GCMs, RCMs are also chaotic in their nature since they are built on the physical laws describing the behaviour of a chaotic system. Therefore, different solutions can emerge from an ensemble of RCM simulations launched with slightly perturbed initial conditions, even if the RCM simulations are constrained by the same large-scale information at the boundaries (Giorgi and Bi 2000; Weisse et al. 2000; Christensen et al. 2001; Caya and Biner 2004; Rinke et al. 2004; Alexandru et al. 2007; de Elía et al. 2008; Lucas-Picher et al. 2008).

However, the predictability of a RCM is different from that of a GCM. Due to the chaotic nature of the atmospheric flow, the deterministic predictability period in a GCM simulation is limited to about two weeks. This means that two GCM simulations started with small differences in their initial conditions will become totally uncorrelated after about two weeks. In a RCM, two simulations started with different initial conditions will also diverge with time and evolve differently from one another. However, these simulations will keep a certain level of correlation throughout the simulation because they share the same lateral boundary forcing. For this reason, the predictability of a RCM is sometimes termed “extended” (Anthes 1985; Laprise et al. 2000; de Elía and Laprise 2002) contrary to the one of a GCM. On some occasions, this extended predictability is temporarily lost in RCMs. Indeed, a phenomenon, identified as “intermittent divergence in phase space” (IDPS; von



Storch 2005a and b), occurs when different trajectories emerge from an ensemble of RCM simulations initialized by slightly different initial conditions and driven by the same set of lateral boundary conditions (LBC). The hypothesis is that the RCM tendency to exhibit IDPS depends on the intensity of the “flushing regime” of the limited-area domain by the atmospheric flow (i.e. the time needed for an air parcel to travel from the inflow to the outflow boundary). The flushing regime is governed by the atmospheric circulation, which depends on the synoptic conditions. It is thought to be an indicator of the efficiency of the steering exerted by the LBC on the RCM (von Storch 2005b). The IDPS phenomenon is intermittent and the simulations converge back when the influence of the LBC on the RCM recovers following a favourable atmospheric circulation. The large variability of solutions for the same LBC in the presence of IDPS renders impossible the deterministic time-by-time comparison of RCMs’ simulations nested by RA with observations (Laprise 2005).

Moreover, the control exerted by the LBC on the RCM simulation, which restricts the RCM’s IV, depends on the location of the domain (Rinke et al. 2004), the size of the domain (Jones et al. 1995; Jacob and Podzun 1997; Christensen et al. 2001; Vannitsem and Chomé 2005), the season (Noguer et al. 1998; Giorgi and Bi 2000; Caya and Biner 2004) and the synoptic conditions within the limited-area domain (Giorgi and Bi 2000). When the limited-area domain of a RCM is large, the lateral boundary forcing on the simulation is weaker and the RCM develops its own large scales apart from the one of the driving field (Jones et al. 1995; Jacob and Podzun 1997; Vannitsem and Chomé 2005). For example, Miguez-Macho et al. (2004) observed that the monthly-mean spatial distribution of precipitation, using the Regional Atmospheric Modeling System (RAMS) over a large domain covering North America, is modified when the domain is slightly moved. They explained this behaviour by the distortion of the large-scale circulation produced by the interaction

of the large scales generated by the RCM with those present in the LBC of the nested domain.

A strong zonal circulation responding to the strong temperature and pressure gradients characterizes mid-latitude RCM's domains, such as those used in Europe and North America. This fast circulation continually forces new information from the driving field into the domain and sweeps away the internally generated model solution (Rinke et al. 2004). However, RCM domains centred over the Arctic are characterized by a weaker circulation through their lateral boundaries and the predominantly axi-symmetric vortex impedes rapid migration of a given perturbation out of the domain (Rinke et al. 2004). Therefore, a perturbation stays longer in a limited-area domain over the Arctic than in a mid-latitude domain, allowing more time for the RCM to diverge from the solution of the large-scale driving fields (Rinke and Dethloff 2000).

Many studies have shown that the RCM's IV is seasonally dependent. Giorgi and Bi (2000) mentioned that the IV is larger in summer due to the moist convection activity and the local processes that are maximum in summer. These factors add a strong element of randomness and nonlinearity to the model, which maximize the IV in summer. Caya and Biner (2004), who also observed larger IV in summer, suggested that the control from the LBC in summer is not able to overcome the IV of the model. Rinke et al. (2004) obtained a different annual cycle of the RCM IV over the Arctic with larger values in autumn and winter. They explained this different behaviour with the polar vortex observed in autumn and winter, which forces perturbations to stay into the domain.

In an ensemble of RCM simulations, Separovic et al. (2008) found high reproducibility of the large-scale circulation in the upper atmosphere. The lowest

reproducibility was found near the surface and has been linked to a probable large residency time of the air parcels close to the surface. They also noted that the large-scale transient eddies are completely reproducible at the inflow boundary and the reproducibility decreases moving toward the outflow boundary. Leduc et al. (2008) showed that a "spatial spin-up" is required to allow the complete development of the small scales and noticed that this spin-up increases with faster atmospheric circulations at higher levels. Lucas-Picher et al. (2008) found that IV generally increases from west to east within their North American domain according to the general atmospheric circulation that usually forces new information in the domain through the western boundary. They also identified largest IV in the northeast of the domain near the outflow boundary.

In all the above-mentioned studies, there appears to be a link between the IV and the control exerted by the LBC. This control appears to be associated to the so-called flushing regime that is dependent of the size of the domain, its geographical location and the strength of the atmospheric circulation. All these characteristics have been reported in a more or less qualitative way so far: the limited-area domain is "small" or "large"; the atmospheric circulation is "stronger" in winter than in summer; mid-latitude domains show "less" IV than circumpolar ones; etc.

The present work introduces, for the first time, a method to quantify the flushing regime as an indicator of the forcing of the LBC on the RCM for a given configuration. This method uses ageing tracers, which measure the time that air parcels spend within the limited-area domain of a RCM. This residency time is archived as the other model variables and can, therefore, be diagnosed as any other archived parameters (e.g. the climatology of the residency time can be computed). Thereafter, the amount of time spent by the air parcels within the domain can be assessed in space and time. We present a link between the residency time and the

RCM's IV. A straightforward application of this association will be to use the residency time as a tool to quantify the control exerted by the LBC on the RCM simulation. At the same time, this study validates the current notion that the IV is dependent of the lateral boundary control determined by the atmospheric circulation (Rinke et al. 2004; von Storch 2005 a,b; Lucas-Picher et al. 2008).

The next section describes the experimental setup: the RCM used, the ensemble of simulations and the functioning of the ageing tracer. The climate diagnostics of the residency time is presented in section 3 while a link between the residency time and the RCM's IV is examined in section 4. Finally, discussions and conclusions complete the document in section 5.

## **2.2 EXPERIMENTAL SET-UP**

### **2.2.1 The Canadian Regional Climate Model**

The Canadian Regional Climate Model (CRCM: Caya and Laprise 1999) was used to generate the ensemble of simulations required for the computation of the IV and of the residency time. The CRCM uses a semi-implicit, semi-Lagrangian marching scheme to solve the time integration of the fully elastic non-hydrostatic Euler equations. The model's horizontal grid is polar stereographic with a 45-km grid mesh (true at 60°N). This study uses the version 3.7 of CRCM as described in Plummer et al. (2006).

### **2.2.2 The ensemble of simulations**

The ensemble of simulations used in this study is the same as in Lucas-Picher et al. (2008). It consists of ten simulations of ten years (1980-1989) over a domain that covers most of North America (Fig. 2.1). The domain contains 193 by 145 grid cells in the horizontal and 29 Gal-Chen levels in the vertical. Despite the large size of the domain, no large-scale nudging was applied in order to retain the IV generated by the RCM over this domain. To construct the ensemble, simulations were launched with different initial conditions obtained by lagging the start of the simulations or by adding small random perturbations. The source of the perturbations has no influence

on the IV 15 days after the beginning of the simulation (Giorgi and Bi 2000; Lucas-Picher et al. 2008).

The lateral boundary and the initial atmospheric state (horizontal winds, vertical motion, temperature, pressure and specific humidity) come from the NCEP/NCAR reanalysis data (resolution:  $2.5^\circ$  by  $2.5^\circ$  on 28 levels) (Kalnay et al. 1996). The atmospheric fields feed the limited-area domain every six hours and linear interpolation in time is made to generate the driving fields required at each 900-second time step. At the lateral boundaries, the nudging scheme of Davies (1976) is applied on the horizontal winds over a relaxation zone of nine grid-points. The relaxation zone is removed for all diagnostics. The initial conditions for the land-surface variables (surface temperature, liquid and frozen soil water fraction, snow amount and snow age) are taken from a  $1^\circ$  by  $1^\circ$  climatology of the Canadian GCM2 (McFarlane et al. 1992). Finally, the sea surface temperature (SST) and sea-ice distribution are obtained from the  $1^\circ$  by  $1^\circ$  AMIP monthly-means (Gates et al. 1999).

### **2.2.3 The ageing tracer**

The concept behind the ageing tracer is to compute the time since the air parcels enter the RCM domain. It works in a similar way as a passive tracer that computes the concentration of a pollutant, but the concentration is replaced by the residency time. At the inflow boundary, an ageing tracer initialized to zero is attributed to each air parcel that enters the domain. Then, the tracer grows older at every time step of the CRCM model during its migration through the domain following the atmospheric circulation. The ageing tracer is advected and diffused by the atmospheric flow simulated with the CRCM dynamics equations. The tracer is also interpolated through the semi-Lagrangian numerical scheme and the time filter,

which control the rapid oscillations generated by the numerical scheme. The trajectory of a specific air parcel can not be tracked using this approach. The value of the residency time of a grid point corresponds to the “average age” of the parcel over the air volume that covers the grid point in the three-dimension grid. The ageing tracer is not treated by the physical parameterization of the model (such as the convection), but it can move vertically by the resolved vertical motion of the CRCM dynamics. The vertical transport by convection is expected to be negligible compared to horizontal transport for time scales addressed in the analysis. The residency time is treated and archived as any other simulated meteorological variables, therefore allowing computation of its climate diagnostics.

Similarly, Gheusi and Stein (2002) studied the flow dynamic in an atmospheric model with three Eulerian passive tracers initialized with the spatial coordinates of each grid cell. In their study, the tracers within the airflow experience the transport processes: advection, subgrid turbulence and convective transport. This method allows the identification of each Lagrangian air parcel by referring to its initial location. The physical history of each air parcel can thus be retrieved to characterize the atmospheric circulation. While the residency time is not explicitly calculated by this method, it can be estimated by computing the time a parcel takes to move from its initial to its final position.

## 2.3 RESIDENCY TIME DIAGNOSTICS

### 2.3.1 Instantaneous values of the residency time

A first insight into the residency time field was obtained by snapshots of the ensemble-mean at different heights (Fig. 2.2). The first column of Fig. 2.2 shows a summer case on June 30<sup>th</sup> 1980 00Z where the flushing regime is weaker. At 200 hPa (Fig. 2.2a), there are large meanders in the atmospheric circulation, which maintains the air parcels within the domain for extended periods of time. Values of residency time reaching ten days are observed in the northern part of the domain. At the lower levels, the atmospheric circulation is generally slower, thus increasing the residency time. At 500 hPa and 850 hPa (Fig. 2.2b and Fig. 2.2c), a low-pressure system located at the centre of the domain keeps the air parcels inside the domain. At 850 hPa, the residency time is close to 15 days all over the domain, except near to the boundaries.

The second column of Fig. 2.2 shows a winter case on January 1<sup>st</sup> 1981 00Z with a stronger flushing regime and smaller values of residency time than for previous summer snapshot. The strong gradient of geopotential heights generates a fast zonal atmospheric circulation at 200 hPa that quickly transports the ageing tracer out of the domain, resulting in small values of residency time (Fig. 2.2d). Only a small region in the north of the domain has residency times longer than 2 days. A fast atmospheric circulation travels through the domain and crosses the boundaries, which increases the flow of young air parcels entering, and old air parcels leaving, the domain. At 500 hPa and 850 hPa (Fig. 2.2e and 2.2f), the residency time is larger than at 200 hPa due



to the slower atmospheric circulation, reaching values between 8 and 12 days at 850 hPa (Fig. 2.2f).

In Fig. 2.2c and 2.2f, a mask identifies the regions where the land surface crosses the 850 hPa level. In these regions, a simple extrapolation from the first level of the terrain-following coordinate is done to compute the values of the variable under the land surface. This procedure allows the definition of continuous fields, but values in these regions are sometimes affected by this treatment. The resulting field gives a false representation of the residency time, which explains why the residency time values are masked over these regions. However, the wind and the geopotential heights are not masked and, therefore, must be interpreted with caution in these regions.

### 2.3.2 Evolution of the residency time

Figure 2.3 shows the 1980-1989 time series and mean annual cycles of the ensemble-mean for the wind norm  $\|\vec{X}\|$  and for the residency time at 200 hPa, 500 hPa and 850 hPa. The wind norm is computed as

$$\|\vec{X}\| = \sqrt{u^2 + v^2} \quad (1)$$

where  $u$  and  $v$  are the horizontal components of the wind vector. In summer, the domain-average atmospheric circulation is twice as fast at 200 hPa (15 m/s) than at 850 hPa (7 m/s) (Fig. 2.3b). Consequently, the air parcels travel faster from the inflow boundary to the outflow boundary in the higher levels, and remain in the domain for a shorter period of time. The associated residency time of the air parcels is smaller at 200 hPa (4 days) than at 850 hPa (11 days) (Fig. 2.3d). Between 200 hPa and 850 hPa, the atmospheric circulation is twice as fast but is 3 times shorter for residency

time due to the more zonal circulation at the higher levels. In winter, all levels exhibit faster wind circulation and shorter residency time compared to the summer season.

### **2.3.3 Spatial distribution of the mean residency time**

Figure 2.4 presents the 1980-1989 summer and winter climatology of the ensemble-mean residency time, geopotential heights and wind vectors at 200 hPa, 500 hPa and 850 hPa, thus allowing a clear identification of the mean inflow and outflow boundaries. The small values of the residency time and the incoming wind vectors on the western side of the domain identify the mean inflow boundary, while the large values of the residency time and the outgoing wind vectors in the northeast of the domain identify the mean outflow boundary. Generally, the residency time increases from west to east due to the ageing of the tracer during its migration towards the east following the westerly general atmospheric circulation. We can also see that the residency time is shorter in winter than in summer due to the faster atmospheric circulation in winter. Furthermore, the residency time decrease with increasing height according to the faster atmospheric circulation in higher levels.

At 200 hPa and 500 hPa, the longest residency time in both seasons is located over Greenland, and is associated to the outflow boundary of the atmospheric circulation. At 850 hPa, the atmospheric circulation is less zonal than at 200 hPa, and is affected by the travelling low- and high-pressure systems, explaining why the longest residency times at 850 hPa are located over the North of Québec, away from the boundaries. At the mean outflow boundary, the atmospheric circulation is such that, occasionally, the atmospheric flow changes direction and enters the domain from that boundary. Therefore, the mean residency time computed close to each boundary

of the domain is close to zero (not shown because the nine grid-points sponge zone is removed from the graph).

## 2.4 LINK BETWEEN THE RESIDENCY TIME AND THE INTERNAL VARIABILITY

Rinke et al. (2004) mentioned that the RCM IV is generally larger in domains covering the Arctic than in the mid-latitudes, following the general atmospheric circulation characterising those regions. von Storch (2005b) proposed that the level of variability of the RCM solutions for a certain set of LBC is associated to the flushing regime of a limited-area domain. Similarly, Lucas-Picher et al. (2008) associated the spatial distribution of the IV to the general atmospheric circulation. These studies support the hypothesis that the RCM IV is related to the control of the LBC (conditioned by the atmospheric circulation) on the RCM simulation. The next section describes the diagnostics of the IV from an ensemble of simulations. Then, the IV will be compared to the residency time in order to identify relations between these fields and to verify the previously stated hypothesis.

### 2.4.1 Diagnostics of the internal variability

The procedure described in Lucas-Picher et al. (2008) defines the IV as the inter-member variance  $\sigma_X^2$

$$\sigma_X^2(i, j, k, t) = \frac{1}{M-1} \sum_{m=1}^M \left( X(i, j, k, t, m) - \langle X \rangle(i, j, k, t) \right)^2. \quad (2)$$

where  $X(i, j, k, t, m)$  refers to the value of the climate parameter  $X$  at coordinate  $(i, j, k)$  in the three-dimension grid at the archival time  $t$  for member  $m$  of the  $M$ -member ensemble. The term  $\langle X \rangle(i, j, k, t)$  is the ensemble-mean defined as

$$\langle X \rangle(i, j, k, t) = \frac{1}{M} \sum_{m=1}^M X(i, j, k, t, m). \quad (3)$$

The evolution of the IV is computed using domain-averaged values as

$$\overline{\sigma_x^2}^{xy}(k, t) = \frac{1}{I \times J} \sum_{i=1}^I \sum_{j=1}^J \sigma_x^2(i, j, k, t) \quad (4)$$

where  $I$  and  $J$  are the number of grid cells along the horizontal plane over the domain of interest (excluding the relaxation zone).

To describe the spatial distribution of the IV, the climatology of the IV is computed with the time-average of  $\sigma_x^2$  defined as

$$\overline{\sigma_x^2}'(i, j, k) = \frac{1}{N} \sum_{t=1}^N \sigma_x^2(i, j, k, t) \quad (5)$$

with  $N$  the number of archived time steps over the period of interest.

As explained in Lucas-Picher et al. (2008), two factors contribute to the internal variability. The first factor is related to the temporal decorrelation between the members of the ensemble, which depends on the strength of the lateral boundary forcing on the RCM simulations. At the boundary inflow, the information from the driving fields enters the RCM domain, therefore in this region, the RCM simulations are forced by the driving field and simulations follow a similar path resulting in a weak IV (low inter-member variance). As the air parcels move away from the inflow boundary, the lateral boundary forcing weakens and the chaotic nature of the atmospheric flow tends to decorrelate the circulations between members of the ensemble, this increasing the IV (higher inter-member variance). The IV usually reaches its maximum near the outflow boundary. The second factor arises from the temporal variability  $\sigma_t$  (also known as the climate or natural variability) (Caya and Biner 2004; Lucas-Picher et al. 2008). The maximum of IV computed with the inter-member variance of a large ensemble of regional simulations is equal to the temporal

variance  $\sigma_i^2$  when the members of the ensemble are completely uncorrelated and unbiased. The temporal variance also corresponds to the GCM's IV where simulations become uncorrelated after a few weeks of simulation. The temporal variance  $\sigma_i^2$  is computed as

$$\sigma_i^2(i, j, k, m) = \frac{1}{N-1} \sum_{t=1}^N \left( X(i, j, k, t, m) - \overline{X(i, j, k, m)}^t \right)^2 \quad (6)$$

where the  $^t$  operator refers to a time-average and  $N$  is the number of archived time steps over the period of interest. The ensemble-mean of  $\sigma_i^2$  can be computed as

$$\overline{\sigma_i^2}^m(i, j, k) = \frac{1}{M} \sum_{m=1}^M \sigma_i^2(i, j, k, m). \quad (7)$$

Thus, as described in Lucas-Picher et al. (2008), to remove the portion of the IV due to the temporal variance in the analysis, the IV computed as the inter-member variance  $\sigma_x^2$  (hereinafter described by the absolute internal variability (AIV)) can be normalized by the temporal variance  $\sigma_i^2$  to obtain the relative internal variability (RIV). The latter varies between 0 and 1. A RIV of 0 means that there is no internal variability, that simulations are perfectly correlated and that the lateral boundary forcing is strong. At the opposite, a RIV of 1 means that the internal variability is at its maximum, that simulations are uncorrelated and that the lateral boundary forcing is too weak to have any control on the simulation, making the RCM to behave as a GCM.

To compute the evolution of the RIV, Lucas-Picher et al. (2008) normalized the domain-average inter-member variance (AIV) with the domain-average monthly temporal variance  $\hat{\sigma}_x^2$  (Caya and Biner 2004) computed as

$$\hat{\sigma}_x^2(i, j, k) = \left( \overline{X(i, j, k, t) - \overline{X(i, j, k)}^t}^2 \right)^{xyt} \quad (8)$$

where the  $\overline{xy}$  operator refers to a domain-monthly time-average and the  $\overline{x}$  operator refers to a monthly time-average.

### 2.4.2 Comparison between the evolution of the internal variability and the residency time

The 1980-1989 mean annual cycles of the AIV, RIV and domain-average monthly temporal variance (TV) are presented in Fig. 2.5 for mean-sea-level pressure (MSLP), precipitation (PCP) and screen temperature (ST). The square root of the variance is used to recover the original units. The AIV of MSLP and ST displays a small annual cycle, with values slightly larger in winter and spring than in summer and fall. In contrast, the annual cycle of RIV for these parameters exhibits a large annual cycle with larger values in summer due to the normalization of the data against the monthly temporal variance, which is larger in winter than in summer. The large temporal variance in winter compared to summer for MSLP and ST is linked to the strong cyclonic activity that generates large low-pressure systems in winter in the mid-latitudes. For PCP, both AIV and RIV present a similar annual cycle with larger values in summer due to the small annual cycle of the monthly temporal variance. Contrary to the AIV, the mean annual cycles of the RIV for MSLP, ST and PCP (Fig. 2.5) behave similarly to the mean annual cycle of the residency time (Fig. 2.3d). These findings support the fact that the RIV reduces the part of the IV due to the temporal variability and increases the part associated to the correlation between the simulations, which depends on the lateral boundary forcing that is linked to the atmospheric circulation describes by the residency time. The larger values of the RIV in summer for each variable tell also that the simulations are less correlated from one another in summer than in winter due to the slower atmospheric circulation in summer, which reduces the lateral boundary forcing.

### 2.4.3 Comparison between the spatial distribution of the internal variability and the residency time

Figures 2.6, 2.7 and 2.8 present the 1980-1989 summer and winter spatial distributions of the AIV, TV and RIV for MSLP, PCP and ST, respectively. The spatial distribution of the AIV for MSLP is similar for each season, with larger values in the northeast of the domain (Fig. 2.6a and 2.6b). The temporal variance of MSLP is larger in winter (Fig. 2.6c) than in summer (Fig. 2.6d), with a south-to-north gradient. The resulting RIV (Fig. 2.6e and 2.6f) computed from the normalization of the AIV by the temporal variance ( $\sigma_t^2$ ) is closer to 1 in summer than in winter, and larger values are located in the northeast of the domain. Lucas-Picher et al. (2008) reported that the RIV is related to the general atmospheric circulation and explained that the RIV is stronger near the outflow boundary in the northeast of the domain where the lateral boundary is weak. The larger values of the RIV in summer than in winter are explained by the weaker lateral boundary forcing in summer, which is related to the slower atmospheric circulation.

For PCP, the largest values of AIV are concentrated in the southeast region of the domain in summer (Fig. 2.7a) and on the east coast in winter (Fig. 2.7b). The temporal variance of PCP (Fig. 2.7c and 2.7d) is similar to the AIV in summer (Fig. 2.7a), with larger values in the southeast of the United States, while it differs from the AIV in winter (Fig. 2.7b) with larger values on both east and west coasts of North America. In summer, the RIV for PCP (Fig. 2.7e) is close to 1 in most parts of the domain, except close to the inflow boundary on the west side of the domain. In contrast, winter RIV values for PCP (Fig. 2.7f) are smaller than in summer, values close to 1 being located only in the northeast of the domain. These results suggest that the summer PCP is uncorrelated in each simulation and weakly conditioned by the



driving field. Each simulation generates its own PCP, which responds to local forcing and depends weakly on the large-scale driving field. At the opposite, the winter values of RIV closer to 0 suggest that the lateral boundary forcing has a stronger influence on the generation of PCP in winter than in summer, probably due to the fast atmospheric circulation and the large low-pressure systems. The use of the RIV removes the region dependence of the IV on PCP modulated by the temporal variability, and enhances the part of the internal variability related to the lateral boundary forcing and the atmospheric circulation. In the regions where the RIV is close to 1, the IV of the RCM is comparable to the one of a GCM, suggesting that the LBC does not contribute to the predictability of the RCM simulations.

For ST, large values of AIV are located south of the Hudson Bay in summer (Fig. 2.8a) while large values are located in the north of Canada in winter (Fig. 2.8b). The temporal variability for ST is larger in winter (Fig. 2.8c) than in summer (Fig. 2.8d). Finally, large values of RIV (between 0.5 and 0.7) are located over Québec in summer (Fig. 2.8e) and over the north of Canada in winter (Fig. 2.8f). While it can not be seen on all figures due to the analysis performed in the free domain, the AIV and RIV decrease rapidly for all variables in the nine grid-points nudging zone (Davies 1976) to reach a null value at the boundary where the simulations must rejoin the driving field due to the one-way nesting.

The 1980-1989 spatial distributions of the residency time at 850 hPa in summer (Fig. 2.4c) and winter (Fig. 2.4f) exhibit clear similarities with the spatial distribution of the AIV of MSLP in summer (Fig. 2.6a) and winter (Fig. 2.6b). To illustrate and quantify the relationship between these two variables, a scatter diagram linking the AIV and the residency time at 850 hPa is presented in Fig. 2.9. Each dot in the scatter diagram represents the values of both variables for a given grid point in the free domain. The correlation, the best linear fit using a least square method and the

number of grid points are also indicated in the diagrams. The residency time at 850 hPa was selected because this level allows appropriate comparison with the IV of the surface variables (MSLP, PCP and ST) while minimizing the number of grid points under the land surface.

Fig. 2.9a shows the scatter diagram of the 1980-1989 time-average residency time at 850 hPa and AIV for mean-sea-level pressure in summer and in winter. There is a strong linear relation between the residency time and the AIV, with correlation coefficients  $> 0.9$  for both seasons. For a given residency time, the AIV is larger in winter than in summer and distinct data clouds are obtained for each season; the slope of the linear fit being larger in winter than in summer. Therefore, the AIV increases with residency time more rapidly in winter than in summer. According to the positive slope and the strong correlation coefficient, a general relation is identified, whereby the AIV increases linearly with the residency time. The same analysis for PCP (Fig. 2.9b) generated sparse overlapping data clouds for each season. The small correlation coefficients obtained for summer (0.34) and winter (0.26) indicate a weak relationship between the AIV for PCP and the residency time. Contrary to the residency time, the AIV for PCP is spatially related to the variability in PCP that falls in each region, thus explaining the sparse data cloud and the low correlation coefficients. For ST (Fig. 2.9c), the data clouds are separated for each season, and they contain fewer dots due to the mask over the ocean cells. These cells are removed from the analysis because they are highly conditioned by the imposed sea surface temperature, which restricts the variability between the simulations. As for MSLP, the AIV increases linearly with the residency time. The linear correlation coefficients of 0.82 in summer and 0.80 in winter indicate a good relation between the residency time and the AIV for the ST.

As previously mentioned, the use of the RIV reduces the part of the IV caused by the temporal variability, and increases the contribution of lateral boundary forcing

and atmospheric circulation described by the residency time. To determine quantitatively the association between the RIV (Fig. 2.6, 2.7, 2.8 e and f) and the residency time (Fig. 2.4c and 2.4f), the scatter diagram analysis was repeated using the RIV instead of the AIV. Fig. 2.10a shows that the data clouds generated for the summer and winter seasons using the RIV for MSLP are well mixed together, compared to the separated data clouds obtained by the analysis with the AIV (Fig. 2.9a). Linear fits for both seasons present similar correlation coefficients (0.92 in summer and 0.95 in winter) and slopes (0.05 in summer and 0.04 in winter). For PCP (Fig. 2.10b), the data clouds in winter and summer are also well mixed, except in summer for dots with residency time larger than 12 days where RIV values are close to 1. For those dots, the RIV has reached its maximum, meaning that the IV related to the residency time is maximum and that the simulations have lost all their predictability for the precipitation. Therefore, the use of the RIV reduced the spatial and seasonal dependences of the IV for PCP. It removes the part of the IV associated to the TV and shows that the contribution from the correlation term in the IV is related to the residency time, as shown by the merging of the summer and winter linear fits. It also increases the correlation coefficients compared to those using the AIV in Fig. 2.9b. The scatter diagram for ST (Fig. 2.10c) is similar to the one of MSLP (Fig. 2.10a), where the data clouds are mixed together with similar large values of the correlation coefficients and similar slopes. In summary, for each variable, the use of the RIV rather than the AIV increases the correlation coefficients, especially for PCP, and merges together the data clouds of each season in the scatter diagram.

A general message arising from the presented scatter diagrams is that the RIV increases linearly at a similar rate in summer and winter with the residency time. Consequently, this analysis does not support the findings of Giorgi and Bi (2000) who used the convective activity and nonlinear processes to explain the larger IV in

summer. However, this study supports the proposition that internal variability is associated to the control of the LBC linked to the atmospheric circulation that is described by the residency time (Caya and Biner 2004; Rinke et al. 2004; von Storch 2005b; Lucas-Picher et al. 2008). As shown by the strong relation between the RIV and the residency time, the latter is a good indicator to quantify the forcing exerted by the LBC on the RCM simulation. The residency time can thus be used as a tool to compare objectively the forcing from the LBC on the RCM. It could also be useful to identify the level of IV for different RCM configurations by avoiding the high-computational cost of a large ensemble of simulations.

The scatter diagram analyses also indicate that the RCM loses predictability with time for each air parcels in a similar way as a GCM, but more slowly due to the LBC forcing. Indeed, an extrapolation of the linear fit of the scatter diagram shows that RIV for MSLP reaches a value of 1, corresponding to a complete loss of correlation between the RCM simulations, in more than 20 days of residency time. This value is larger than the approximate 14 days required for two GCM simulations to diverge completely. The fact that the RIV for PCP reaches values close to 1 with shorter residency time than the other variables shows that PCP is less controlled by the LBC forcing and is more influenced by local processes than MSLP and ST. At the opposite, the extrapolation of the linear fit for the RIV of ST shows that a RIV of 1 will be reached in about 25 days, meaning that the time response of ST is longer than PCP and MSLP.

## 2.5 CONCLUSIONS

This study presents a new tool to quantify the lateral boundary forcing of regional climate models (RCMs) simulations. This tool computes the residency time of the air parcels inside the limited-area domain. The method to compute the residency time consists of attributing an ageing tracer of zero age to each air parcel that penetrates the limited-area domain. During the integration of a given RCM simulation, the ageing tracers grow older with every time step as they migrate through the limited-area domain along the atmospheric circulation. The ageing tracers are processed into the RCM dynamics, which means that they are advected and diffused following the atmospheric circulation.

The residency time computed with the ageing tracer is treated and archived as any other meteorological variable simulated in the RCM, thus allowing climate diagnostics of this parameter. The residency time and the horizontal wind showed a clear annual cycle, where the residency time is generally shorter in winter than in summer due to the faster atmospheric circulation in winter. The residency time is smaller at higher levels, in agreement with the faster atmospheric circulation. Based on a ten-year climatology, the residency time increases within the domain from west to east according to the ageing of the tracer during its migration following the general westerly atmospheric circulation. For our large domain, the maximum values of residency time at 850 hPa are located on the northeast of the domain in North of Québec. The residency time allows the identification of the outflow and inflow

boundaries and can be useful to describe the atmospheric circulation for different time steps, seasons, domain locations and domain sizes.

We computed the internal variability (IV) as the inter-member variance, which is an estimation of the similarities between simulations of an ensemble started with different initial conditions and using the same driving field. As in Lucas-Picher et al. (2008), the IV is computed from a ten-member ensemble of ten years over a large domain covering North America. The IV computed with the inter-member variance (referred as the absolute internal variability (AIV)) was normalized with the temporal variance to obtain the relative internal variability (RIV). This normalization removes the dependence of the IV due to the temporal variability and enhances the part of the IV associated to the decorrelation between the RCM simulations of an ensemble (Lucas-Picher et al. 2008). The AIV for MSLP and ST show a small mean annual cycle compared to the RIV, which has larger values in summer than in winter. Contrary to the AIV, the similar annual cycles between the residency time and the RIV for MSLP, ST and PCP reveal that the RIV is linked to the atmospheric circulation. Likewise, the similarity between the spatial distribution of the RIV and the residency time shows that the normalization of the AIV with the temporal variance increases the part of the IV linked to the atmospheric circulation.

To investigate the association between the spatial distribution of the residency time, the AIV and the RIV, we used the scatter diagram analysis. The scatter diagrams show that the AIV increases linearly with the residency time and is larger in winter than in summer for a corresponding residency time. The RIV also shows a linear relation with the residency time, but with a similar behaviour in summer and in winter. This non-seasonal dependence of the relation between the RIV and the residency time refutes the earlier speculation that internal variability is larger in summer than in winter due to the convective activity and numerous nonlinear

processes occurring in summer (Giorgi and Bi 2000). However, it supports the argument that the internal variability is linked to the atmospheric circulation (Rinke et al. 2004; Lucas-Picher et al. 2008) and depends on the flushing regime (von Storch 2005b). With this perspective, the residency time can be considered a good quantitative indicator of the control of the LBC exerted on the RCM. It can be used as a proxy to quantify the control of the LBC on the RCM in order to compare the LBC forcing for different RCM configurations (domain sizes, domain locations and seasons). The fact that the tracer is not affected by the sub-grid scale physical parameterization (e. g. vertical transportation by the convection) could slightly influence the previous conclusions by changing the behaviour of the tracer, especially in summer. This fact could explain the higher correlation coefficients observed between the RIV and the residency time in winter than in summer.

The relations and conclusions drawn from this work were derived from an analysis using a specific experimental configuration. Although some conclusions are independent of the experimental configuration, this type of analysis should be repeated over different domain sizes and locations before generalizing the findings of this work. While the usefulness of the ageing tracer was described using a climate analysis, this tracer can also be used for weather purposes such as testing the predictability of weather forecast using limited-area domains. Another interesting application of the ageing tracer could be to link the spatial spin-up, a minimum space required to generate the small scales in a RCM (Leduc et al. 2008), to a temporal spin-up computed by the residency time. Finally, the residency time can be employed to quantify the forcing from the lateral boundary conditions and to determine objectively the intensity of the large-scale nudging already employed in RCM simulations integrated over large domains.

*Acknowledgements:* This work is part of the PhD thesis of the first author in Environmental Sciences at Université du Québec à Montréal. The authors want to thank Claude Desrochers and Mourad Labassi for maintaining a user-friendly local computing environment at the Ouranos Consortium. The Ouranos Consortium, the Canadian Climate Variability Research Network (CLIVAR), the Natural Sciences and Engineering Research Council (NSERC) and the Canadian Foundation for Climate and Atmospheric Sciences (CFCAS) financially supported this research. Finally, the authors would like to thank Dr. Maryse Picher for her careful revision that has improved the readability of the manuscript.



## REFERENCES

- Alexandru, A., R. de Elía, and R. Laprise, 2007: Internal Variability in regional climate downscaling at the seasonal time-scale. *Mon. Wea. Rev.*, **135**, 3221-3238.
- Anthes, R. A., Y. H. Kuo, D. P. Baumhefner, R. M. Errico, and T. W. Bettge, 1985: Predictability of mesoscale motions. Advances in Geophysics, Vol. 288, *Academic Press*, 159 –202.
- Caya, D., and R. Laprise, 1999: A semi-implicit semi-Lagrangian regional climate model: The Canadian RCM. *Mon. Wea. Rev.*, **127**, 341-362.
- Caya, D., and S. Biner, 2004: Internal Variability of RCM Simulations over an Annual Cycle. *Clim. Dyn.*, **22**, 33-46.
- Christensen, J. H., T. R. Carter, and F. Giorgi, 2002: PRUDENCE employs new methods to assess European Climate Change. *EOS*, **83**, 147.
- Christensen, O. B., M. A. Gaertner, J. A. Prego, and J. Polcher, 2001: IV of regional climate models. *Clim. Dyn.*, **17**, 875-887.
- Davies, H. C., 1976: A lateral boundary formulation for multilevel prediction models. *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, **102**, 405-418.
- de Elía, R., R. Laprise, and B. Denis, 2002: Forecasting skill limits of nested, limited-area models: A perfect-model approach. *Mon. Wea. Rev.* **130**, 2006-2023.
- de Elía, R., D. Caya, A. Frigon, H. Côté, M. Giguère, D. Paquin, S. Biner, R. Harvey, and D. Plummer, 2008: Evaluation of uncertainties in the CRCM-simulated North American climate. *Clim. Dyn.* **30**, 113-132, 10.1007/s00382-007-0288-z.
- Dickinson, R. E., R. M. Errico, F. Giorgi, G. T. Bates, 1989: A regional climate model for western United States. *Clim. Change*, **15**, 383-422.

- Gates, W. L., and Coauthors, 1999: An overview of the results of the Atmospheric Model Intercomparison Project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **80**, 29-55.
- Gheusi, F., and J. Stein, 2002: Lagrangian description of airflows using Eulerian passive tracers. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **128**, 337-360.
- Giorgi, F., 1990: Simulations of regional climate using limited-models nested in a general circulation models. *J. Climate*, **3**, 941-963.
- Giorgi, F., and X. Bi, 2000: A study of IV of regional climate model. *J. Geophys. Res.*, **105**, 29503-29521.
- IPCC:1996, J. T. Houghton, L.G. Meira Filho, B. A. Callander, N. Harris, A. Kattenberg, and K. Maskell, 1995: *Climate Change 1995. The science of climate change*. Cambridge University Press, U. K., 572 pp.
- IPCC: 2001, J. T. Houghton, Y. Ding, D. J. Griggs, M. Noguer, P. J. van der Linden, X. Dai, K. Maskell, C. A. Johnson, 2001: *Climate Change 2001 : The Scientific Basis*. Cambridge University Press, Cambridge, 881 pp.
- IPCC: 2007, S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Averyt, M. Tignor, and H. J. Miller, 2007: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 996 pp.
- Jacob, D., and R. Podzun, 1997: Sensitivity studies with the regional climate model REMO. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **63**, 119-129.
- Jones, R. G., J. M. Murphy, M. Noguer, 1995: Simulation of climate change over Europe using a nested regional-climate model. I: Assessment of control climate, including sensitivity to location of lateral boundaries. *Q. J. R. Meteor. Soc.*, **121**, 1413-1449.
- Jones, R. G., J. M. Murphy, M. Noguer, A. B. Keen, 1997: Simulation of climate change over Europe using a nested regional-climate model. II: Comparison of driving and regional model responses to a doubling of carbon dioxide. *Q. J. R. Meteor. Soc.*, **123**, 265-292.
- Kalnay, E., and Coauthors, 1996: The NCEP/NCAR 40-year Reanalysis Project, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 437-471.

- Laprise, R., M. Ravi Varma, B. Denis, D. Caya, I. Zawadzki, 2000: Predictability in a nested limited-area-model. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 4149-4154.
- Laprise, R., 2005: *High-resolution climate modelling: assessment, added value and applications – a foreword*. 12–16, in: L. Barring, R. Laprise (Eds.), *High-resolution Climate Modelling: Assessment, Added Value and Applications Extended Abstracts of a WMO/WCRP-sponsored Regional-scale Climate Modelling Workshop, 29 March – 2 April 2004, Lund (Sweden)*, Lund University, Electronic Reports in Physical Geography, 132 pp.  
(<http://www.nateko.lu.se/ELibrary/Lerpg/5/Lerpg5Article.pdf>).
- Leduc, M., and R. Laprise, 2008: Regional Climate Model sensitivity to domain size. *Clim. Dyn.*, Online First, doi:10.1007/s00382-008-0400-z.
- Lucas-Picher, P., D. Caya, R. de Elía, and R. Laprise, 2008: Investigation of regional climate models' internal variability with a ten-member ensemble of ten years over a large domain, *Clim. Dyn.*, Online First, doi: 10.1007/s00382-008-0384-8.
- McFarlane, N. A., G. J. Boer, J. P. Blanchet, and M. Lazare, 1992: The Canadian Climate Centre Second-Generation General Circulation Model and Its Equilibrium Climate. *J. Climate*, **5**, 1013-1044.
- McGregor, J. L., 1997: Regional climate modelling. *Meteorology and Atmospheric Physics*, **63**, 105-117.
- Mearns, L., 2004: North American Regional Climate Change Assessment Program (NARCCAP): A Multiple AOGCM and RCM Climate Scenario Project over North America, *AGU Fall Meeting*, San Francisco, USA.
- Miguez-Macho, G., G. L. Stenchikov, and A. Robock, 2004: Spectral nudging to eliminate the effects of domain position and geometry in regional climate model simulations. *J. Geo. Res.*, **109**, D13104, doi:10.1029/2003JD004495.
- Noguer, M., R. Jones, and J. Murphy, 1998: Sources of systematic errors in the climatology of a regional climate model. *Clim. Dyn.*, **14**, 691-712.
- Plummer, D., D. Caya, H. Côté, A. Frigon, S. Biner, M. Giguère, D. Paquin, R. Harvey, and R. de Elía, 2006: Climate and climate change over North America as simulated by the Canadian Regional Climate Model. *J. Clim.*, **19**, 3112-3132.

- Rinke, A., and K. Dethloff, 2000: On the sensitivity of a regional Arctic climate model to initial and boundary conditions. *Clim. Res.*, **14**, 101-113.
- Rinke, A., P. Marbaix, and K. Dethloff, 2004: IV in Arctic regional climate simulations: case study for the Sheba year. *Clim. Res.*, **27**, 197-209.
- Separovic, L., R. de Elía, R. Laprise, 2008: Reproducible and Irreproducible Components in Ensemble Simulations with a Regional Climate Model. *Mon. Wea. Rev.*, Online First, doi: 10.1175/2008MWR2393.1.
- Takle, E., W. J. Gutowski, R. W. Arritt, Z. Pan, C. J. Anderson, R. D. Silva, D. Caya, S. Chen, F. Giorgi, J. H. Christensen, S. Hong, H. H. Juang, J. Katzfey, W. M. Lapenta, R. Laprise, G. E. Liston, P. Lopez, J. McGregor, R. A. Pielke, and J. O. Roads, 1999: Project to Intercompare Regional Climate Simulations (PIRCS): Description and initial results. *J. Geo. Res.*, **104**, 19443-19461.
- Tjernstrom, M., M. Zagar, G. Svensson, J. Cassano, S. Pfeifer, A. Rinke, K. Wyser, K. Dethloff, C. Jones, T. Semmler, and M. Shaw, 2005: Modelling the Arctic Boundary Layer: An Evaluation of Six Arcmip Regional-Scale Models using Data from the Sheba Project. *Boundary-Layer Meteorology*, **117**, 337-381.
- Vannitsem, S., and F. Chomé, 2005: One-way nested regional climate simulations and domain size. *J. Clim.*, **18**, 229-233.
- Vidale, P. L., D. Lüthi, C. Frei, S. I. Seneviratne, and C. Schär, 2003: Predictability and uncertainty in a regional climate model, *J. Geo. Res.*, **108**:12-1-12-23, doi:10.1029/2002JD002810.
- von Storch, H., 2005a: *Models of global and regional climate*. M.G. Anderson (Ed): Encyclopedia of Hydrological Sciences, Part 3. Meteorology and Climatology, Chapter 32, ISBN: 0 471-49103-9, p 478-490 DOI: 10.1002/0470848944.hsa035.
- von Storch, H., 2005b: *Conceptual basis and application of regional climate modeling*, 26-27, in: L. Barring, R.Laprise (Eds.), High-resolution Climate Modelling: Assessment, Added Value and Applications Extended Abstracts of a WMO/WCRP-sponsored Regional-scale Climate Modelling Workshop, 29 March – 2 April 2004, Lund (Sweden), Lund University, Electronic Reports in Physical Geography, 132 pp.(<http://www.nateko.lu.se/ELibrary/Lerpg/5/Lerpg5Article.pdf>).

- Weisse, R., H. Heyen, and H. von Storch, 2000: Sensitivity of a regional atmospheric model to a sea state dependent roughness and the need of ensemble calculations. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 3631-3642.
- Wu, W., A. H. Lynch, and A. Rivers, 2005: Estimating the uncertainty in a regional climate model related to initial and lateral boundary conditions. *J. Clim.*, **18**, 917-933.

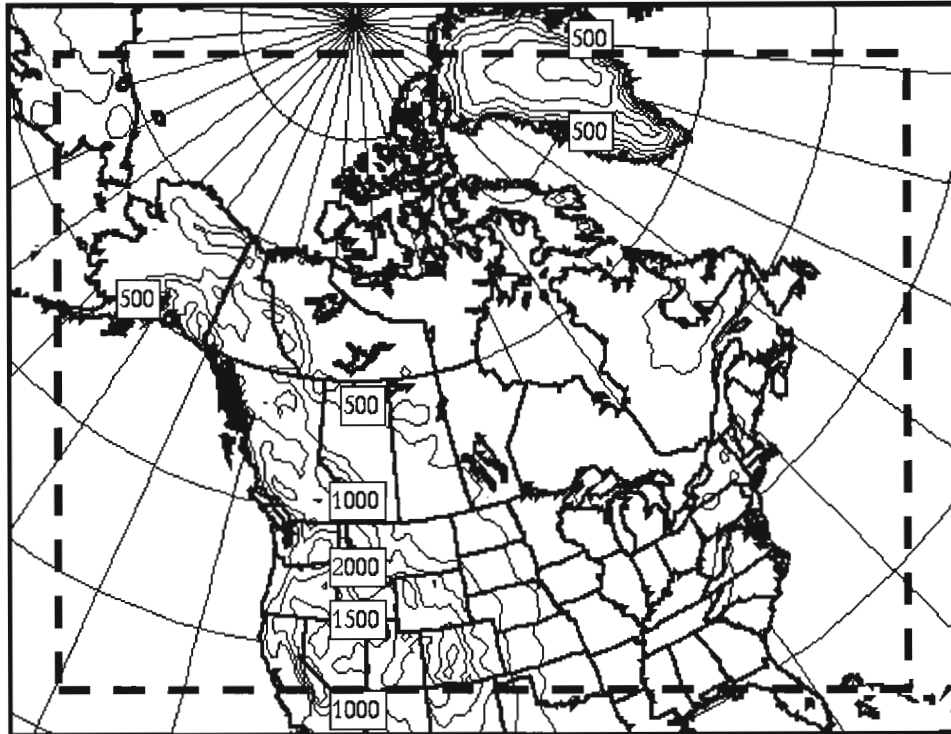


Figure 2.1 North American domain used for the CRCM ensemble simulations. This domain contains 193 by 145 grid cells at 45-km resolution. The region indicated by the inner dotted square represents the computationally free domain where a 9 grid point relaxation zone is removed. Topographic heights are contoured at every 500 m.

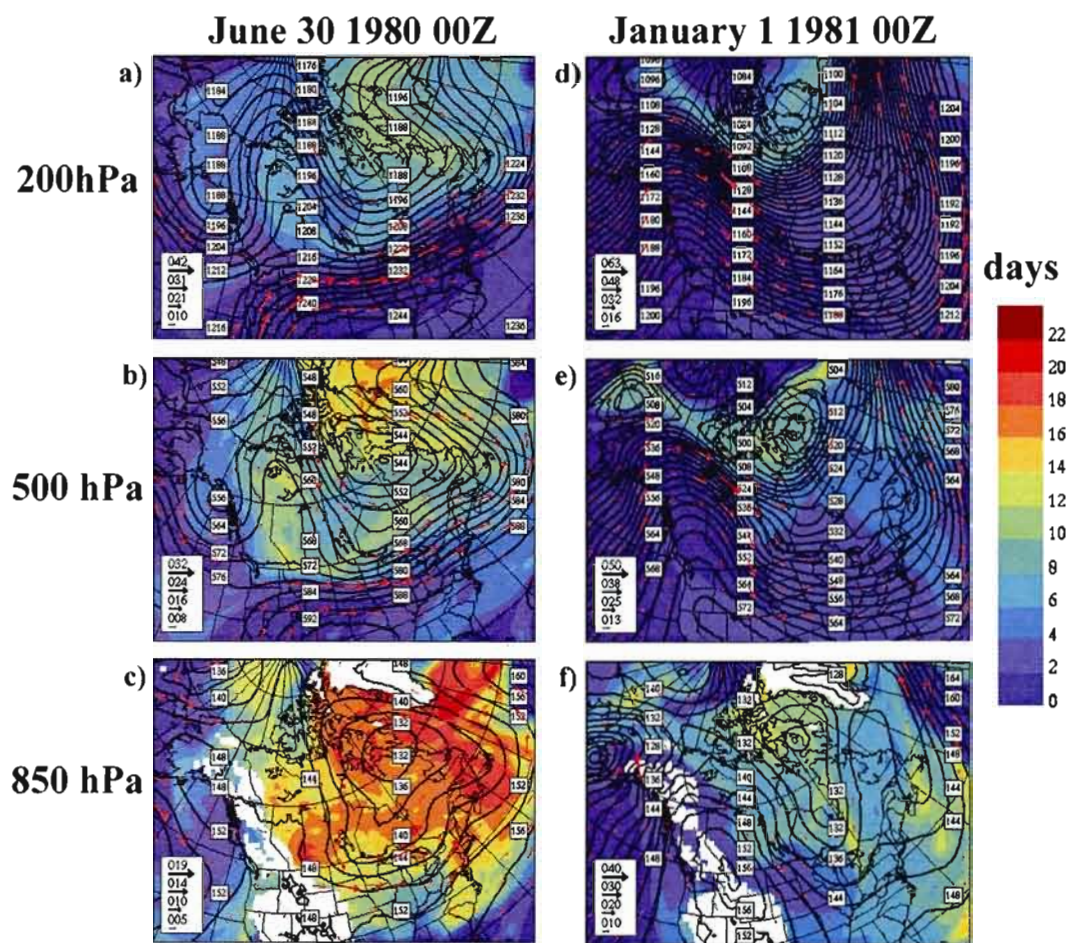


Figure 2.2 Residency time (colours), geopotential heights (black contours) and wind vectors (red arrows) of the ensemble-mean on June 30 00Z 1980 at a) 200 hPa, b) 500 hPa and c) 850 hPa. Respective fields are repeated for January 1 00Z 1981 in d), e) and f). The colour scale indicates the residency time in days, the labels describe the black contours geopotential heights in decameter and the length of the arrows indicate the wind velocity in m/s with different scales for each figure. A white mask is used to remove the residency time values where the land surface crosses the 850 hPa level.



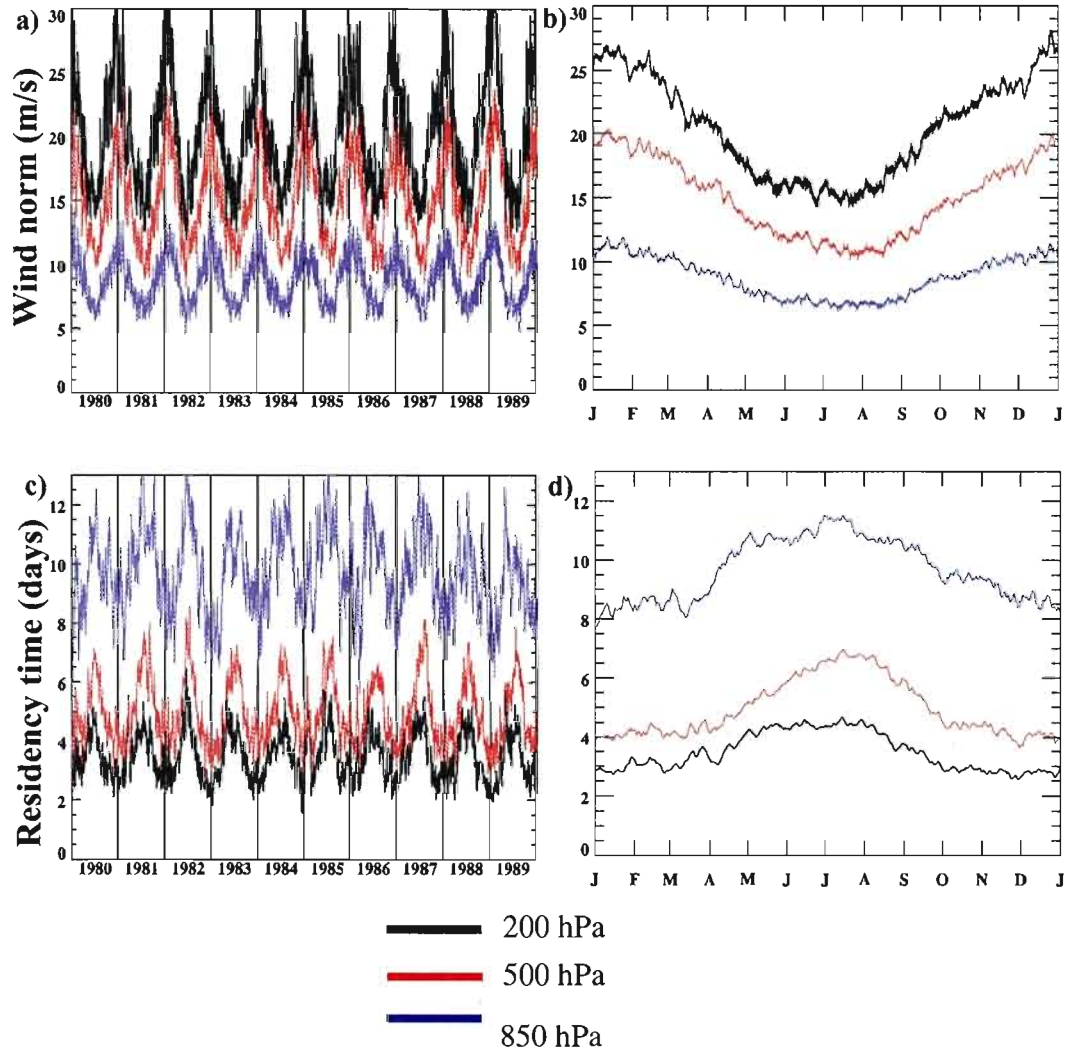


Figure 2.3 a) 1980-1989 times series and b) mean annual cycle of the ensemble-mean for the domain-average wind norm (m/s) at 200 hPa, 500 hPa and 850 hPa. Same as a) and b) for the residency time (days) in c) and d).



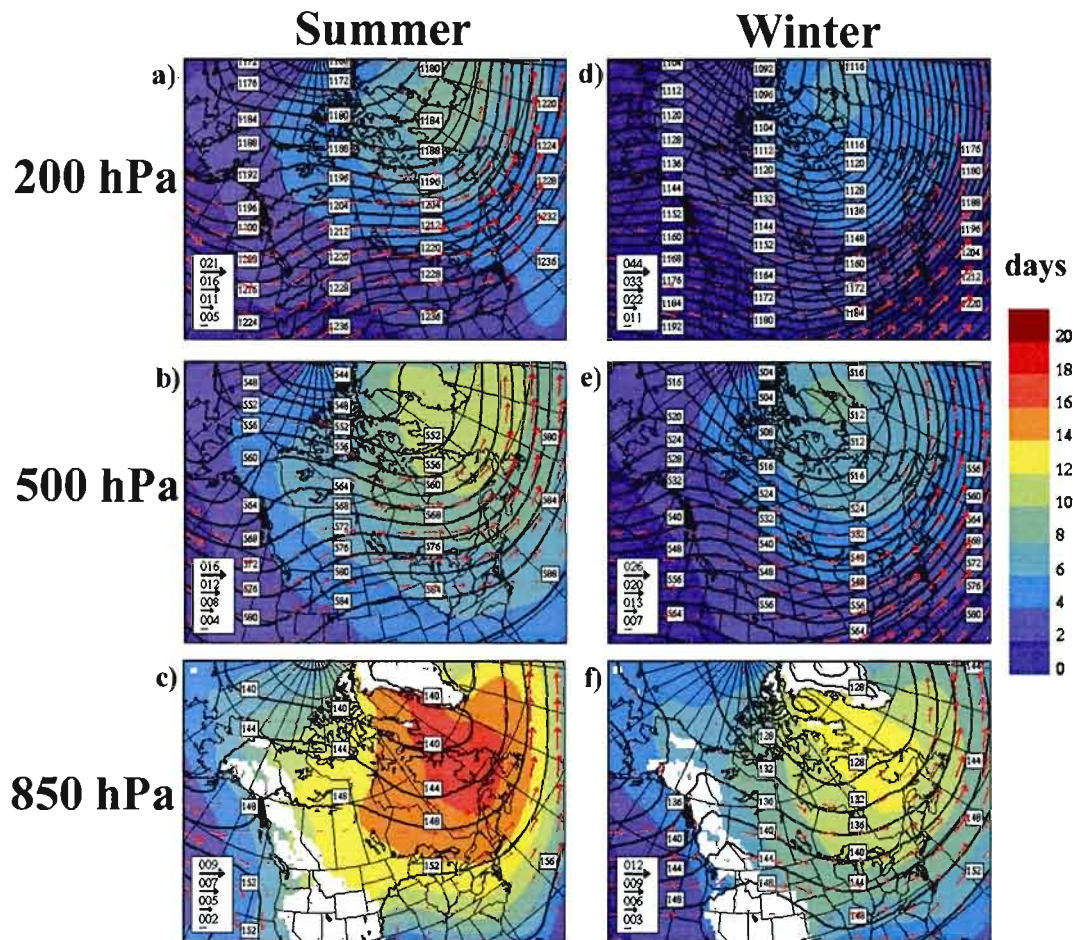


Figure 2.4 1980-1989 ensemble-mean residency time (colours), geopotential heights (black contours), and mean wind vectors (red arrows) in summer (JJA) at a) 200 hPa, b) 500 hPa and c) 850 hPa. Respective fields for winter season (DJF) are shown in d), e) and f). The colour scale indicates the residency time in days, the labels describe the black contours geopotential heights in decameter and the length of the arrows indicates the wind velocity in m/s with different scales for each figure. A white mask is used to remove the residency time values where the land surface crosses the 850 hPa level.

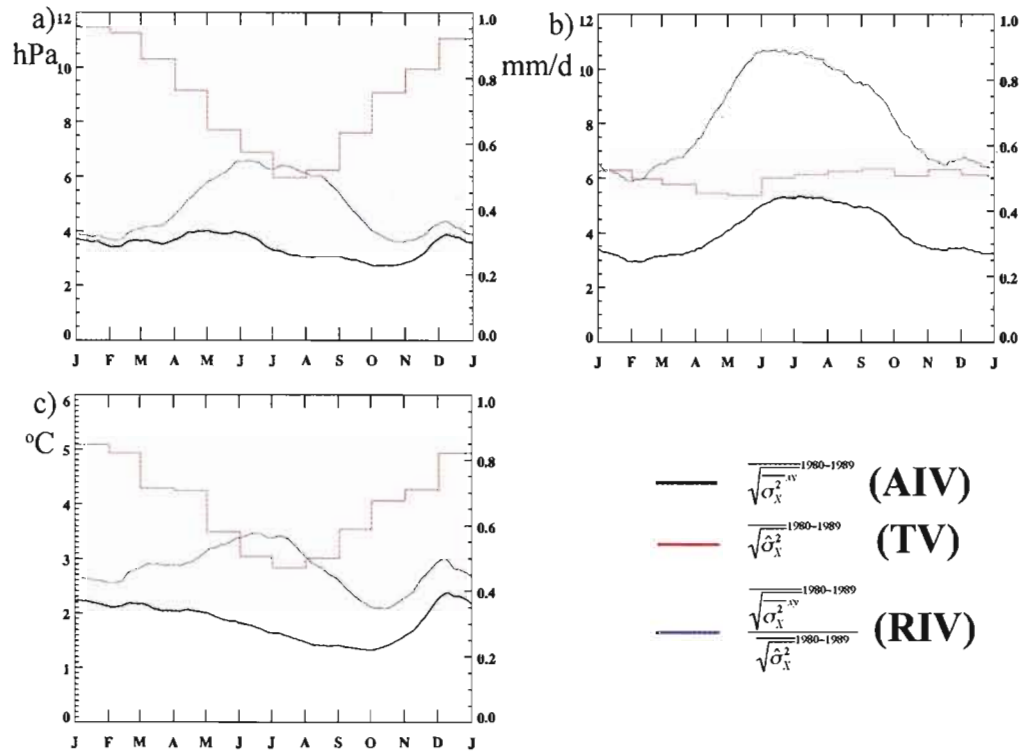


Figure 2.5 Mean-annual cycle of the absolute internal variability (AIV; black), temporal variability (TV; red) and relative internal variability (RIV; blue) over 1980-1989 for (a) mean-sea-level pressure (MSLP; hPa), (b) precipitation (PCP; mm/d) and (c) screen temperature (ST; °C). The mean annual cycle of the TV of the first member is presented. The values of the AIV and TV are associated to the left-hand side scale while the values of the RIV are associated to the right-hand side scale. A 30-day moving average is applied to the values of the AIV and RIV.

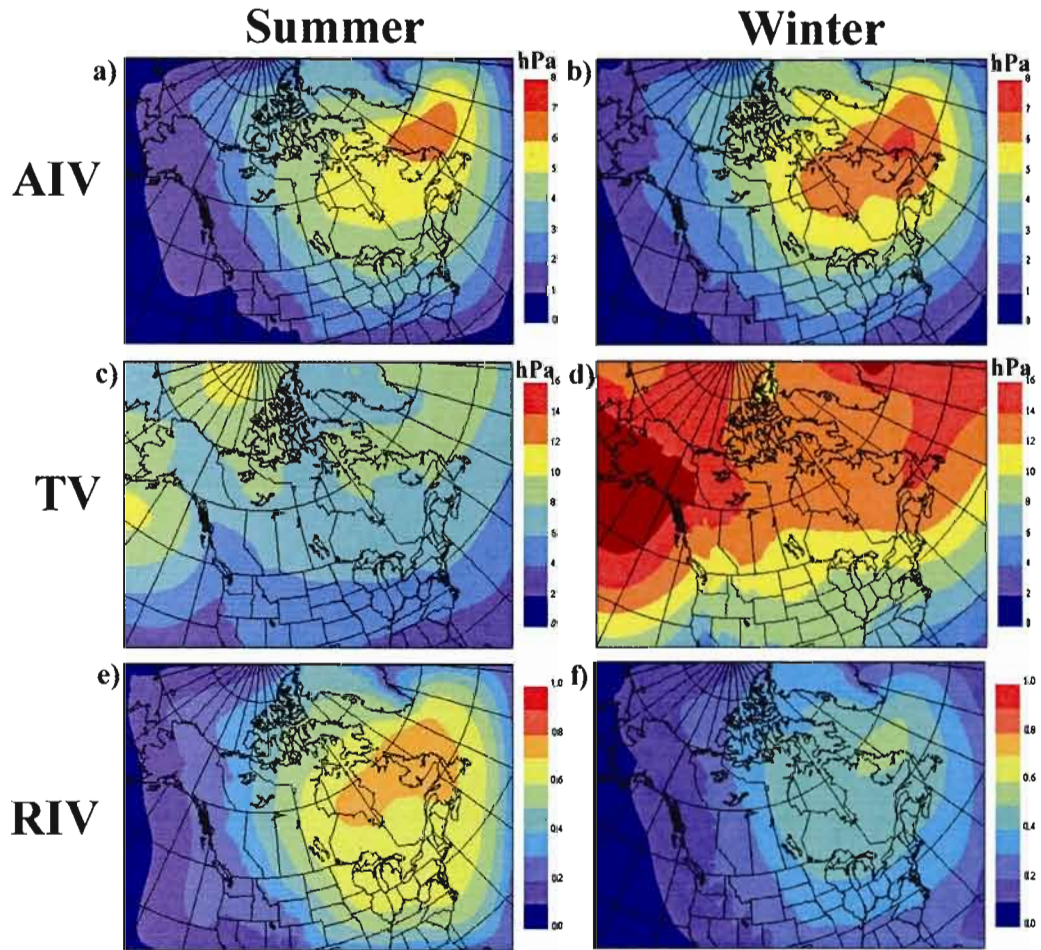


Figure 2.6 Absolute internal variability (AIV): Square root of the 1980-1989 time average inter-member variance ( $\sqrt{\sigma_{mslp}^2}$ ) for mean-sea-level pressure in a) summer and b) winter. Temporal variability (TV): Square root of the ensemble-mean temporal variance  $\sqrt{\sigma_i^2}$  from 1980-1989 in c) summer and d) winter. Relative internal variability (RIV): Ratio between  $\sqrt{\sigma_{mslp}^2}$  (Fig. a and b) and  $\sqrt{\sigma_i^2}$  (Fig. c and d) from 1980-1989 in e) summer and f) winter.



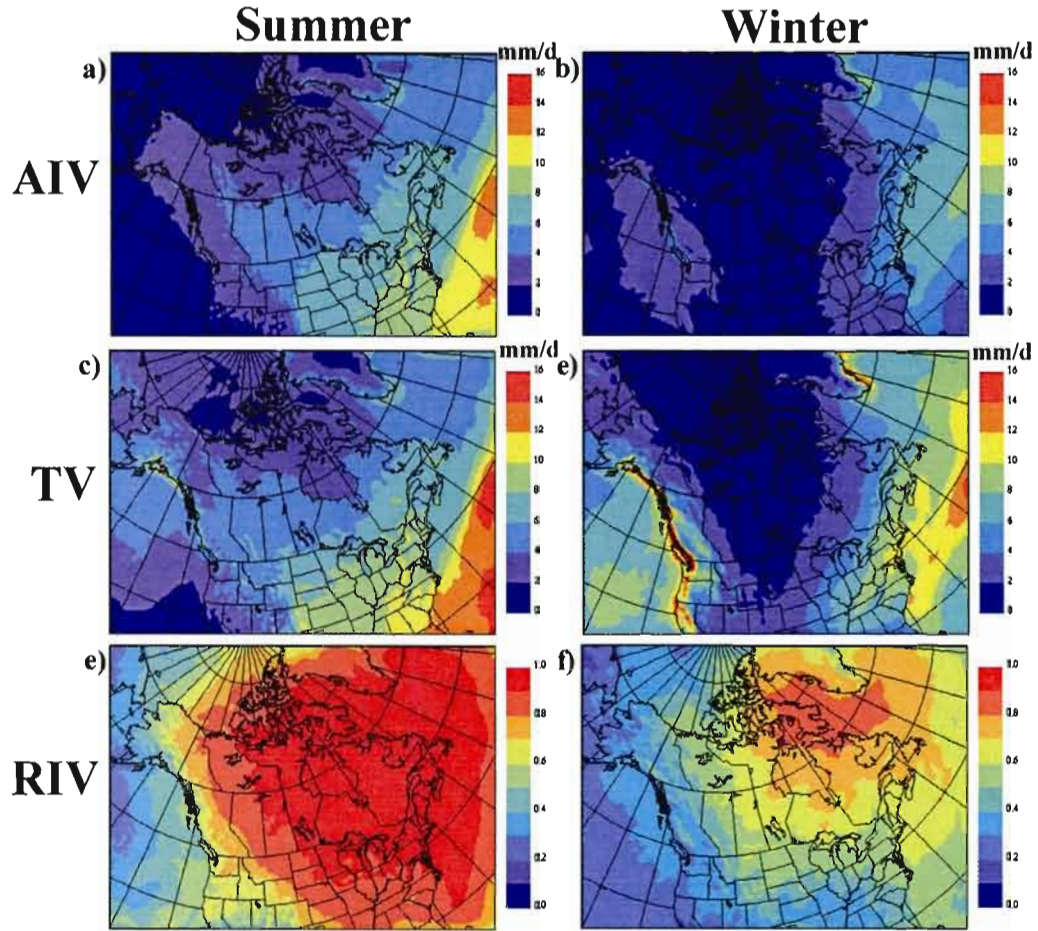


Figure 2.7 Absolute internal variability (AIV): Square root of the 1980-1989 time average inter-member variance ( $\sqrt{\sigma_{pcp}^2}$ ) for precipitation in a) summer and b) winter. Temporal variability (TV): Square root of the ensemble-mean temporal variance  $\sqrt{\sigma_i^2}$  from 1980-1989 in c) summer and d) winter. Relative internal variability (RIV): Ratio between  $\sqrt{\sigma_{pcp}^2}$  (Fig. a and b) and  $\sqrt{\sigma_i^2}$  (Fig. c and d) from 1980-1989 in e) summer and f) winter.

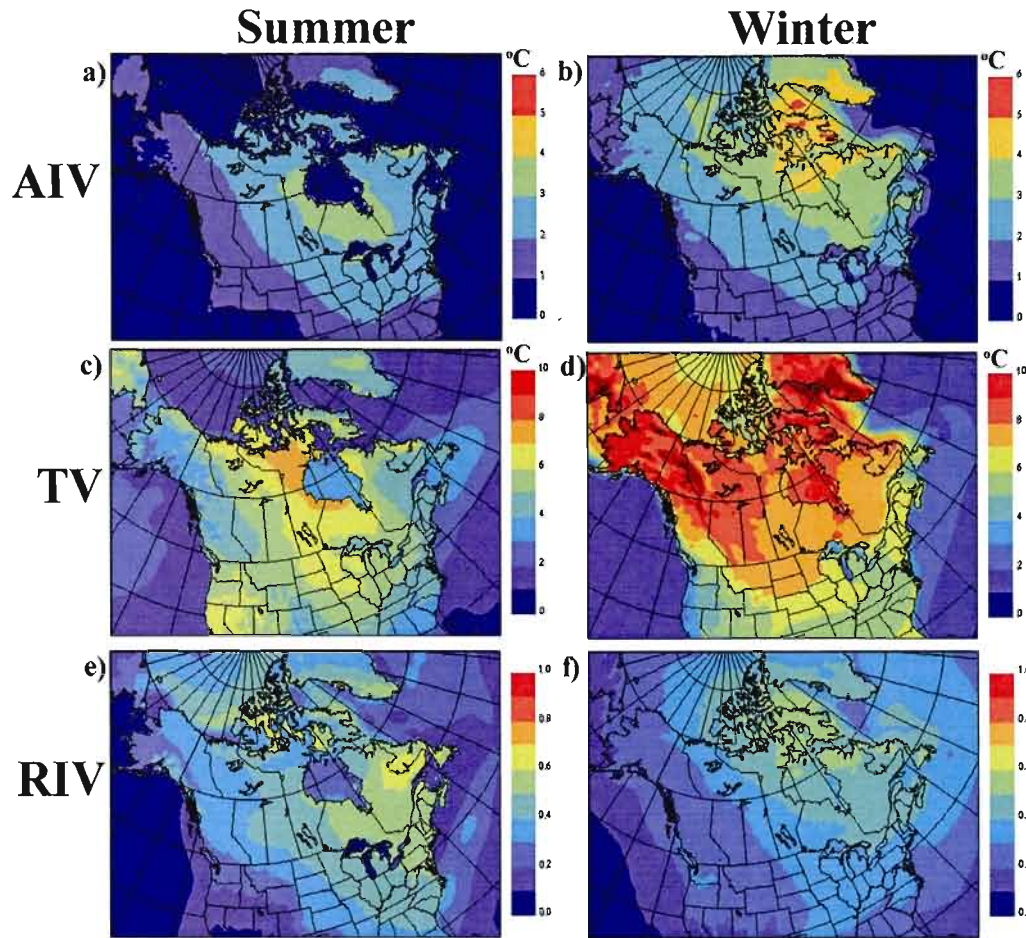


Figure 2.8 Absolute internal variability (AIV): Square root of the 1980-1989 time average inter-member variance ( $\sqrt{\sigma_{st}^{2'}}$ ) for screen temperature in a) summer and b) winter. Temporal variability (TV): Square root of the ensemble-mean temporal variance  $\sqrt{\sigma_i^{2m}}$  from 1980-1989 in c) summer and d) winter. Relative internal variability (RIV): Ratio between  $\sqrt{\sigma_{st}^{2'}}$  (Fig. a and b) and  $\sqrt{\sigma_i^{2m}}$  (Fig. c and d) from 1980-1989 in e) summer and f) winter.

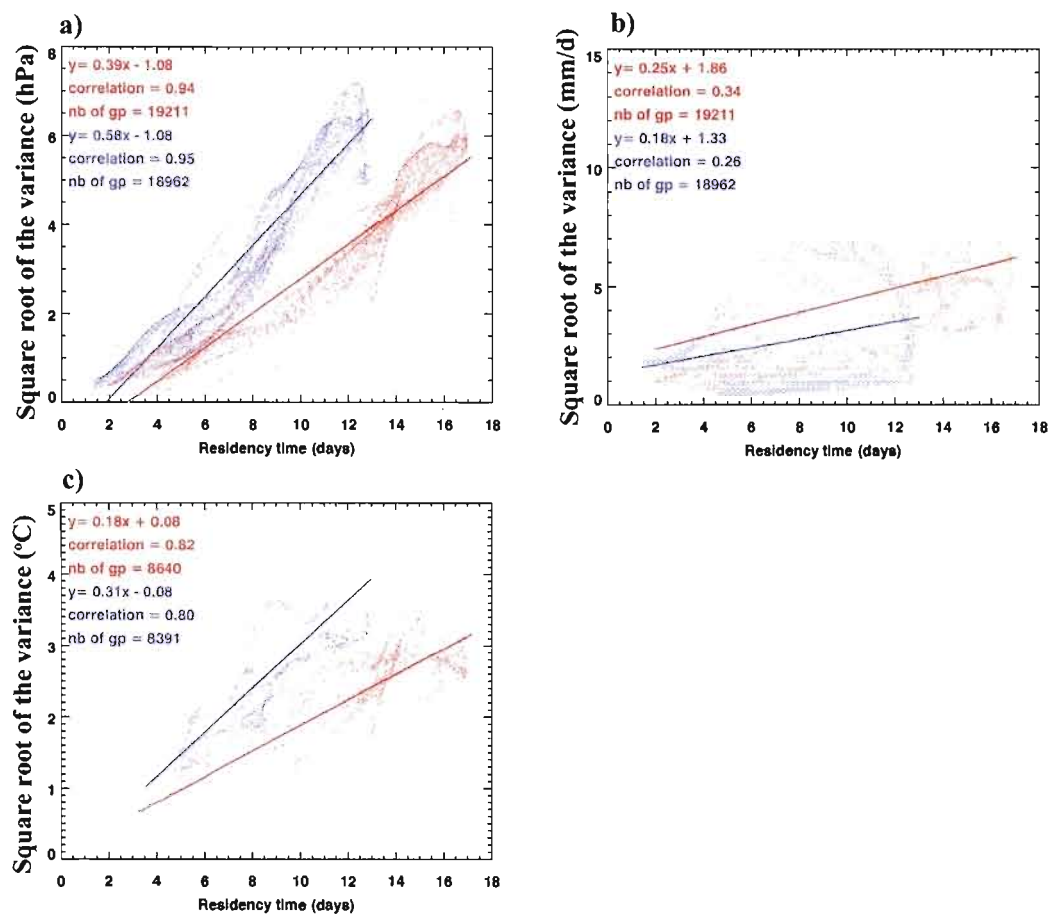


Figure 2.9 Scatter diagram of the 1980-1989 time-average ensemble-mean residency time at 850 hPa and square root of the 1980-1989 time-average inter-member variance (absolute internal variability) for a) mean-sea-level pressure (MSLP), b) precipitation (PCP) and c) screen temperature (ST). Blue is for winter while red corresponds to summer.

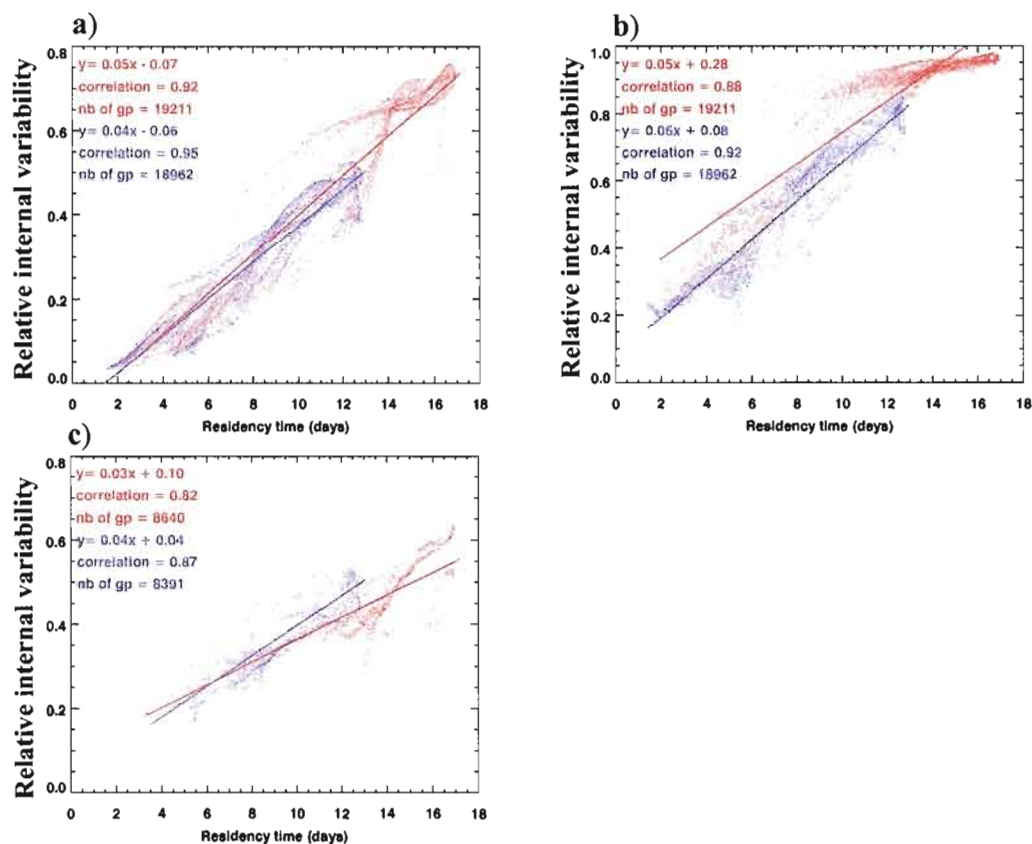


Figure 2.10 Scatter diagram of the 1980-1989 time-average ensemble-mean residency time at 850 hPa and the 1980-1989 time-average relative internal variability for a) mean-sea-level pressure (MSLP), b) precipitation (PCP) and c) screen temperature (ST). Blue is for winter while red corresponds to summer.

## CONCLUSION

Les modèles climatiques globaux (MCG) sont les principaux outils utilisés pour projeter le climat futur du globe. Malgré la grande capacité de calcul disponible de nos jours par les superordinateurs, la résolution spatiale des MCG est limitée autour de 250 km en raison des nombreux calculs effectués lors de leurs intégrations. Cette résolution est jugée grossière pour évaluer de nombreux impacts liés aux changements climatiques prévus (IPCC, 2007). Pour pallier ce manque de résolution, les modèles régionaux de climat (MRC), utilisés depuis une quinzaine d'années, intègrent une simulation climatique pour une sous-région du globe. Cette méthode permet d'augmenter la résolution spatiale à une dizaine de km. Cependant, les MRC doivent être pilotés à leurs frontières pour tenir compte de la circulation atmosphérique générale qui parcourt le globe.

Les simulations de MRC sont de plus en plus utilisées par les décideurs pour planifier des actions adaptées aux changements climatiques anticipés. Pour cette raison, les scientifiques doivent renseigner correctement les décideurs sur les projections de changements climatiques. Ces projections comportent plusieurs incertitudes. L'une de ces incertitudes est associée au comportement chaotique du système climatique simulé par les MRC.

À cause du caractère chaotique du système climatique simulé par un modèle climatique, le climat simulé peut dévier durant une longue période de temps d'un autre climat simulé qui est lancé avec différentes conditions initiales, tout en étant en



accord avec les mêmes forçages prescrits. Pour cette raison, des ensembles de simulations sont utilisés pour explorer l'étendue des réponses possibles d'un modèle climatique pour un forçage imposé. La variabilité des réponses du modèle climatique, enclenchée par des perturbations des conditions initiales, est appelée variabilité interne et est associée à la variabilité intrinsèque du système climatique simulé par un modèle climatique. Pour un MCG, la variabilité interne calculée est semblable à celle qui est observée sur le globe. Par contre, la variabilité interne d'un MRC est inférieure à celle d'un MCG en raison du contrôle exercé aux frontières par les données qui pilotent la simulation (Christensen et al. 2001).

La majorité des MRC sont pilotés unidirectionnellement (du pilote vers la simulation du MRC), c'est-à-dire que le MRC n'influence pas les données du pilote. L'écoulement atmosphérique simulé par le MRC ne doit pas trop diverger de celui du pilote pour éviter des problèmes à la frontière sortante lorsque la simulation se rattache au pilote (Miguez-Macho et al. 2004). Aussi, une hypothèse fondamentale des MRC dicte que la fine échelle générée par le MRC doit se superposer à la grande échelle du pilote (Jones et al. 1995). En tenant compte de la variabilité des solutions engendrées pour les mêmes conditions aux frontières latérales, la variabilité interne peut être vue comme un problème. Par conséquent, un pilotage additionnel des grandes échelles est parfois ajouté pour augmenter le contrôle du pilote sur le MRC et pour diminuer la variabilité interne.

Les articles sur la variabilité interne des MRC sont récents et leurs portées sont limitées par l'ensemble de simulations nécessaires au calcul de la variabilité interne. Ces ensembles comportent généralement peu de simulations qui sont de courtes durées et qui sont intégrées sur des petits domaines. Le premier objectif de cette thèse était de valider les conclusions tirées des études de variabilité interne des MRC lorsque répétées sur de grands domaines à l'aide d'ensembles contenant de

nombreuses et longues simulations. Afin d'atteindre ce but, un ensemble de dix simulations de dix ans a été généré avec le modèle régional canadien du climat (MRCC) sur un grand domaine qui couvre l'Amérique du Nord. Pour générer les différentes conditions initiales, les simulations ont été lancées avec un délai de quelques jours ou avec des perturbations prédéterminées. La méthode utilisée pour générer les perturbations n'est pas importante puisque le niveau de variabilité interne mesuré est indépendant du type de perturbations 15 jours après le début des simulations. Ceci est en accord avec les travaux de Giorgi et Bi (2000).

Plusieurs outils statistiques ont été utilisés pour étudier les caractéristiques de la variabilité de l'ensemble de dix simulations. En général, la moyenne spatiale de la variabilité interne, estimée avec la variance inter-membre, est plus forte que celle des études antérieures, particulièrement en hiver. Le cycle annuel de la variabilité interne pour la pression au niveau moyen de la mer (PNM) est faible. Les valeurs les plus fortes apparaissent en moyenne au printemps et en hiver tandis que les valeurs les plus faibles sont généralement en été et en automne. Ce cycle annuel se distingue des études précédentes qui présentaient un cycle annuel plus marqué avec des valeurs plus fortes en été qu'en hiver. Ce résultat suggère que l'augmentation de la dimension du domaine diminue l'efficacité du contrôle aux frontières imposé par les données pilotes sur la simulation du MRC, principalement en hiver, ce qui augmente la variabilité interne. De plus, il a été montré qu'un ensemble de six simulations étaient nécessaire pour calculer de manière robuste la moyenne spatiale de la variabilité interne pour notre configuration expérimentale.

La distribution spatiale de la variabilité interne pour la PNM, calculée avec la moyenne saisonnière de la variance inter-membre, a montré que la variabilité interne augmente généralement d'ouest en est, avec un maximum se situant dans le nord-est du domaine. Il a été suggéré que deux facteurs contribuent majoritairement à cette

distribution spatiale, soit la circulation atmosphérique d'ouest en est et la variabilité temporelle calculée avec la moyenne d'ensemble de la variabilité intra-saisonnière. Cette dernière représente la variabilité interne maximale d'un MRC et correspond à la variabilité interne d'un MCG. La variabilité interne relative de la PNM, soit le rapport entre la variabilité interne brute et la variabilité temporelle, est plus près de son maximum en été qu'en hiver, ce qui suggère que le contrôle des conditions aux frontières latérales sur les simulations de MRC est plus fort en hiver qu'en été. La variabilité interne relative s'approche de un en été pour la PNM dans le nord-est du domaine. Dans cette région, le comportement du MRC est donc comparable à celui d'un MCG, car les conditions aux frontières latérales contribuent faiblement à augmenter la corrélation temporelle entre les simulations. Pour la précipitation, la variabilité interne relative est près de un partout sur le domaine en été, sauf à la frontière entrante, ce qui indique que cette variable de fine échelle est peu influencée par les CFL et dépend fortement des forçages locaux.

La variance entre les climats de dix ans de chaque simulation de l'ensemble pour la température de l'air au niveau de l'abri (TA) en été et en hiver étale les régions où les climats de chaque simulation sont les plus variables. Ces régions ne correspondent pas nécessairement aux régions où la variabilité interne est la plus forte. La faible dimension de notre ensemble et des processus rétroactifs associés au temps de réponse lent du sol peuvent expliquer ces différences. L'anomalie de chaque membre par rapport à la moyenne d'ensemble pour le climat de dix ans en été montre que la TA peut avoir des différences jusqu'à 1°C dans certaines régions. Cette différence, induite par la variabilité interne générée avec les différentes conditions initiales, constitue l'incertitude minimale à considérer lors de la comparaison de deux climats de dix ans. Même avec un modèle parfait, l'incertitude associée au comportement chaotique du système climatique reproduit par un modèle demeure

présente. Cette réalité limite donc la précision des projections de changements climatiques.

Le deuxième objectif de cette thèse consistait à développer un outil capable de caractériser la circulation atmosphérique dans le domaine à aire limitée des MRC et de quantifier le contrôle du pilote sur une simulation effectuée avec un MRC. Le deuxième chapitre de la thèse présente ce nouvel outil qui peut être utilisé à des fins d'analyse de simulations de MRC. Cet outil est un traceur de vieillissement qui calcule le temps de résidence des parcelles atmosphériques dans le domaine à aire limitée. Ce traceur, initialisé à zéro, est attribué à chaque parcelle d'air qui pénètre le domaine. Ensuite, ces traceurs, transportés par la circulation atmosphérique, parcourent le domaine. Durant ce parcours, les traceurs vieillissent et calculent le temps de séjour des parcelles d'air dans le domaine. Le temps de résidence, calculé par ce traceur, est traité et archivé comme n'importe quelle autre variable du MRC. Par conséquent, le temps de résidence est connu à toutes les archives du MRC et peut être utilisé pour faire des statistiques. La climatologie du temps de résidence peut donc être évaluée pour caractériser l'écoulement atmosphérique moyen. Le temps de résidence peut aussi servir pour quantifier le régime de ventilation du domaine d'un MRC tel que vu par von Storch (2005) comme un indicateur du contrôle du pilote sur la simulation d'un MRC qui contraint la variabilité interne d'un MRC. Le temps de résidence est une première tentative pour estimer le contrôle du pilote sur un MRC et peut aussi servir comme base de comparaison pour quantifier ce contrôle pour différentes configurations d'un MRC.

Cet outil a été implémenté dans les simulations de l'ensemble présenté précédemment pour calculer la variabilité interne. L'analyse des résultats a montré le bon fonctionnement du traceur. En effet, la moyenne saisonnière sur dix ans montre que le temps de résidence augmente généralement d'ouest en est selon la circulation

atmosphérique de grande échelle vers l'est identifiée avec le vecteur du vent horizontal moyen. Avec cet outil, la frontière entrante, avec un faible temps de résidence, et la frontière sortante, avec un fort temps de résidence, peuvent être facilement localisées. Les moyennes spatiales du temps de résidence et du vent horizontal montrent un cycle annuel clair. Le temps de résidence est généralement plus élevé en été qu'en hiver, en accord avec le vent horizontal qui est plus fort en hiver qu'en été. Le temps de résidence diminue avec l'altitude en fonction de la vitesse du vent qui augmente avec l'altitude.

Pour vérifier le lien entre le temps de résidence et la variabilité interne, un diagramme de dispersion a été réalisé entre les moyennes saisonnières sur dix ans du temps de résidence et de la variabilité interne relative. D'après ce diagramme, il a été montré que la variabilité interne augmente linéairement avec le temps de résidence avec une forte corrélation. La relation identifiée avec la droite de régression dans le diagramme de dispersion révèle que pour un faible temps de résidence, la variabilité interne est faible, ce qui suggère que le temps de résidence est un bon indicateur de l'efficacité du contrôle du pilote sur le MRC. Un contrôle fort du pilote sur la simulation, associé à un faible temps de résidence, engendre une faible variabilité entre les simulations lancées avec des conditions initiales différentes. Le diagramme de dispersion pour la précipitation montre que la variabilité interne atteint son maximum après environ un temps de résidence de 15 jours. Considérant que la variabilité interne atteint un maximum et plafonne à ce maximum, la relation linéaire mentionnée précédemment ne tiendra pas au-delà du temps de résidence nécessaire pour atteindre la variabilité interne maximale.

Le nuage de points du diagramme de dispersion entre la variabilité interne relative et le temps de résidence montre que la relation entre ces deux variables est indépendante de la saison. Ceci est en désaccord avec quelques études précédentes

selon lesquelles la variabilité interne est plus forte en été qu'en hiver dans les MRC en raison de la convection et des nombreux processus non-linéaires qui prennent place en été (Giorgi et Bi, 2000). Cependant, la relation trouvée appuie l'hypothèse, proposée par Caya et Biner (2004), Rinke et al. (2004) et von Storch (2005), selon laquelle la variabilité interne est reliée à la circulation atmosphérique caractérisée par le temps de résidence qui agit comme un indicateur du contrôle du pilote sur la simulation d'un MRC.

Les conclusions de ce travail ont été tirées à partir d'une expérience avec un MRC ayant une configuration expérimentale précise qui comporte un grand ensemble de simulations pour plusieurs années pour un grand domaine. Cette expérience se démarque fortement des expériences précédentes de variabilité interne qui comportait un ensemble de 2 ou 3 simulations, une saison ou une année et un domaine environ deux fois plus petit que celui qui est utilisé dans cette étude. La forte capacité de calcul des serveurs disponibles à Ouranos, ainsi que l'emploi du schéma semi-implicite et semi-Lagrangien du modèle régional canadien du climat, qui permet l'utilisation d'un long pas de temps de quinze minutes, a permis de générer cet ensemble de simulations très actuel. Avant de généraliser les découvertes de cette étude, d'autres expériences avec d'autres MRC ou d'autres configurations expérimentales seront nécessaires pour confirmer ce qui a été trouvé. Pareillement, les conclusions tirées à partir du temps de résidence, un nouvel outil prometteur, demanderont une confirmation par d'autres travaux.

En résumé, cette étude accroît les connaissances sur la variabilité interne des MRC en utilisant un ensemble de simulations à jour. Le cycle annuel de la variabilité interne de la PNM obtenu de cet ensemble se distingue des études précédentes et s'explique principalement par l'augmentation du domaine qui diminue l'efficacité du contrôle des données pilotes. L'utilisation de la variabilité temporelle, pour

normaliser la variabilité interne, a permis de constater que la variabilité interne est plus près de son maximum en été qu'en hiver. Ceci suppose que le contrôle des conditions aux frontières latérales est plus fort en hiver qu'en été. L'utilisation d'un nouvel outil, le temps de résidence, permet de caractériser l'écoulement atmosphérique et de quantifier le contrôle du pilote sur le MRC. Une forte relation linéaire entre le temps de résidence et la variabilité interne relative révèle qu'un faible temps de résidence est associé à une faible variabilité des solutions du MRC pour les mêmes conditions aux frontières latérales. Selon toute logique, cette faible variabilité provient d'un fort contrôle du pilote sur les simulations de MRC qui est associé à un faible temps de résidence.

Plusieurs autres analyses peuvent être réalisées à partir de l'ensemble de simulations qui a été produit. Parmi ces analyses, il serait intéressant de vérifier si une forte variabilité entre les simulations de MRC, lancées avec différentes conditions initiales, est associée à une dérive par rapport aux données pilotes. Aussi, l'utilisation d'un filtre permettrait d'identifier les échelles spatiales affectées par la variabilité interne. Par ailleurs, un regroupement des années de fortes variabilités et un autre pour les années de faibles variabilités permettraient d'identifier efficacement les facteurs contribuant à la variabilité interne. L'effet de la variabilité interne sur les extrêmes et sur la variabilité transitoire est une autre piste de recherche qui devrait être approfondie. Finalement, l'utilisation des fonctions de densité de probabilité serait intéressante pour décrire la variabilité interne pour différentes sous-régions du domaine à aire limitée.

Le temps de résidence peut aussi être utilisé à d'autres fins comme pour convertir la distance nécessaire, déterminée par Leduc et Laprise (2008), en un temps nécessaire pour que la fine échelle se développe. Aussi, la mesure quantitative du contrôle du pilote sur la simulation du MRC par le temps de résidence permet une

comparaison objective du contrôle du pilote pour différentes configurations expérimentales de MRC. Conséquemment, cette mesure permettra de calibrer adéquatement le contrôle additionnel des grandes échelles déjà utilisé pour de grands domaines. L'utilité du temps de résidence et son faible coût additionnel en temps de calcul lors d'une intégration ont encouragé son implémentation dans la version opérationnelle du modèle régional canadien du climat (MRCC). Il est donc envisageable que cet outil soit utilisé lors des prochaines études avec le MRCC.



## **Appendice A**

### **RCM's internal variability as function of domain size**

Philippe Lucas-Picher<sup>1</sup>, Daniel Caya<sup>2</sup> and Sébastien Biner<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Department of Earth and Atmospheric Sciences, UQAM, Montréal, Québec, Canada.

<sup>2</sup>Ouranos Consortium, Montréal, Québec, Canada.

Publié dans Research activities in Atmospheric and Oceanic Modelling, WMO/TD, J. Côté, Ed., 1220 (34): 7.27-7.28.

Caya and Biner (2004) studied the Canadian RCM's (CRCM; Caya and Laprise, 1999) internal variability over an annual cycle using a small ensemble of three simulations. The CRCM domain for these simulations covers eastern North America (Fig. A.1). The perturbations for each simulation in the ensemble were introduced by using different initial conditions for the atmosphere and/or the surface. The atmospheric fields used to drive the CRCM at the lateral boundary domain were taken from a GCM simulation. Annual time series of root-mean-square difference (RMSD) for various fields were chosen to quantify the CRCM internal variability. Fig. A.2a presents a typical result where high values of spatial root-mean-square differences (RMSD) for the mean-sea-level pressure (mslp) are found in summer season (associated with high internal variability) and low values during the rest of the year. This means that CRCM simulations started with different initial conditions generate very similar evolution of the atmospheric fields during fall, winter and spring, but to different states during summer. A possible explanation for the summer high internal variability can be the strong summer convective activity compared to

winter where the low RMSD could be associated with the less stochastic atmospheric activity. The strong winter jet stream also enhances advection through the RCM lateral boundaries and could result in a greater control on the simulations by the lateral boundary conditions (LBC) from the driving data. The opposite situation appears in summer when weaker atmospheric circulation reduces the LBC control and increases the internal variability.

Christensen et al. (2001) have shown that RCM's internal variability depends on the integration area (size and location). The present investigation aims at verifying this by making pairs of simulations with different initial conditions for various driving fields and domain sizes.

The first experiment (E1) consists in generating a pair of simulations using the same domain and driving data as Caya and Biner (2004) but with the latest version of CRCM. It can be seen by comparing Fig. A.2a and A.2b that the behaviour are the same in the two versions of the model. The experiment is then repeated (to generate E2) but this time with the CRCM driven by a different simulation of the Canadian GCM and over a two-year period. Fig. A.2c shows a similar pattern in the RMSD for the second year but with a weaker annual cycle for the first year. A very strong peak is present at the beginning of the second year. This peak is associated with a very particular circulation making it almost unpredictable. We suspect the surface initial conditions of being responsible for the different behaviour of the first year; this aspect is currently under study. In a third experiment (E3), the driving data were taken from the NCEP reanalysis instead of a GCM simulation. Again, the analysis is performed over two years and the results appearing in Fig. A.2d are very similar to what is obtained in Fig. A.2c.

The next step is to investigate the influence of the domain size on the evolution of the CRCM internal variability. A fourth experiment (E4) similar to E3 was generated over a domain size nearly 2 times larger covering most of North America (Fig. A.3). Large values in the RMSD time series indicate high internal variability all year long with very high values in winter season (Fig. A.2e). This strong influence of the domain size might be explained by the longer residence times of the synoptic systems in the E4 domain compared to E3. These longer residence times allow for larger differences to grow in the evolution of each simulation. The generally more intense weather systems in winter added to the long residence time result in the very high RMSD values of Fig. A.2e.

The results of experiment E4 suggest that as the CRCM domain gets larger, important internal variability can develop and large mismatches can also appear between the CRCM and the driving fields at the outflow boundary. An fundamental assumption in using RCM states that the large-scale atmospheric circulation in the driving data and in the RCM should remain the same at all time. A closer look at the two simulations revealed that associated to these large RMSD are differences in the large-scale atmospheric circulation. Therefore, a last experiment (E5), identical to E4 is performed using a large-scale spectral nudging inspired from von Storch et al. (2000) to force the large-scale RCM fields toward those of the driving data. RMSD time series for E5 (Fig. A.2f) showed a reduction compared to E4 but kept the higher values in winter.

These results suggest that RCM's internal variability is quite sensitive (over the first year) to the driving data used and to the size of the domain. Further investigation will be required to explain the apparent different behaviour for each year of the simulation when the CRCM is driven by the NCEP reanalysis or the outputs from the second GCM simulation.

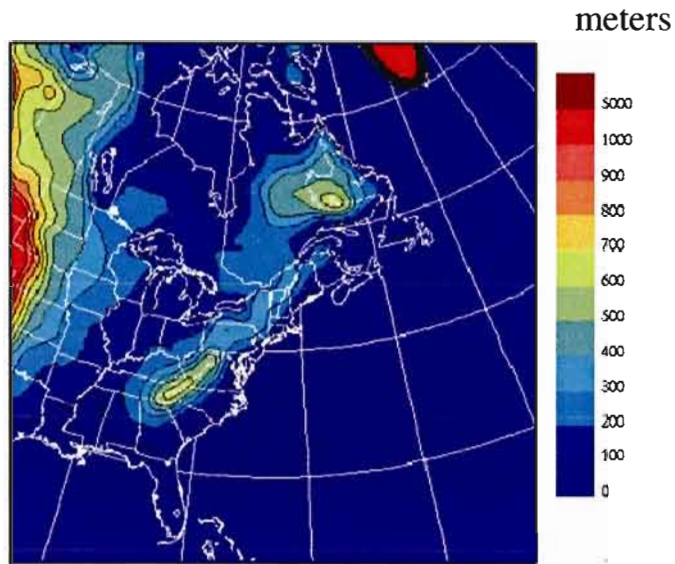


Fig. A.1 The CRCM domain used for Caya and Biner (2004), E1, E2 and E3. The domain contains 121X121 grid points at 45 km. RMSD time series are computed in the inner 101X101 grid points. Topographic height is shown as different shades of gray.

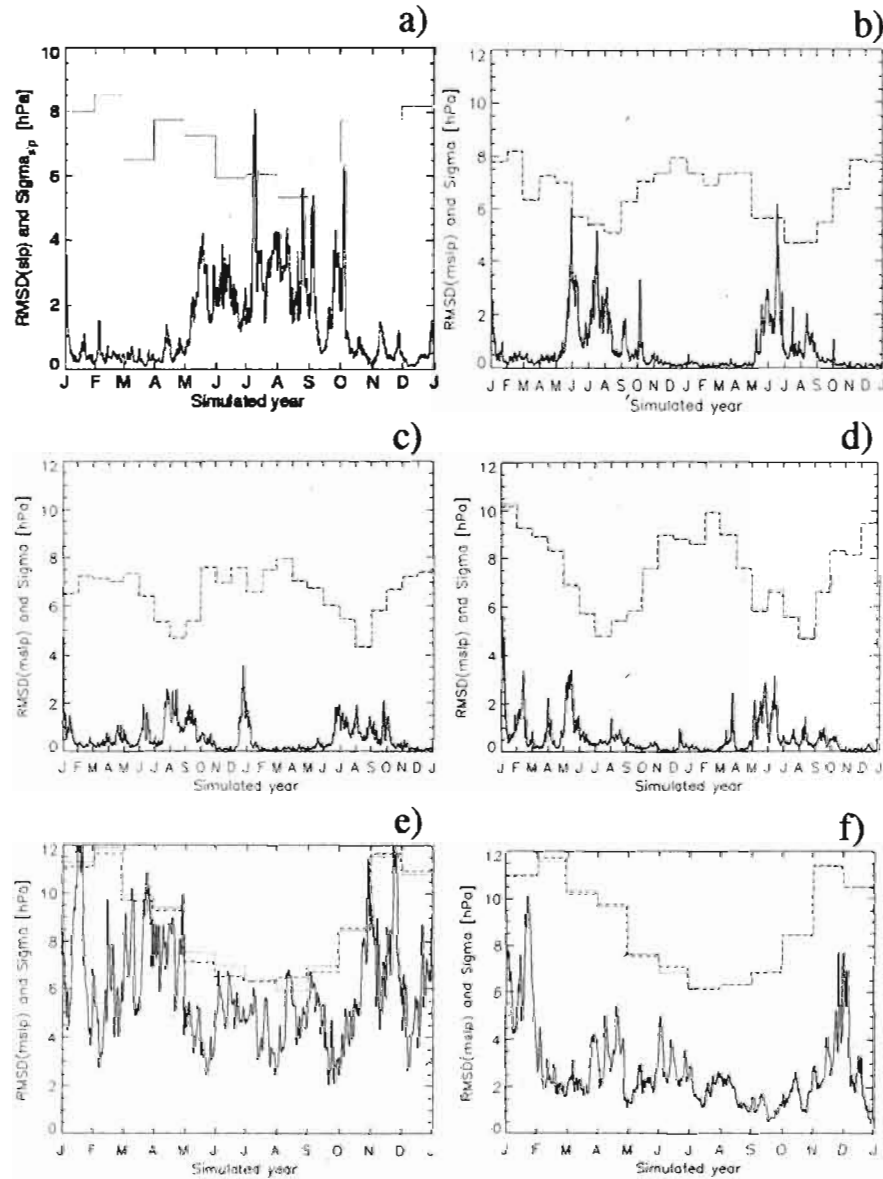


Fig. A.2 RMSD time series of MSLP for a) Caya and Biner (2004), b) E1, c) E2, d) E3, e) E4 and f) E5. The dotted lines show the monthly spatial standard deviation of each simulation, which are representative of the climatological value of the variability.

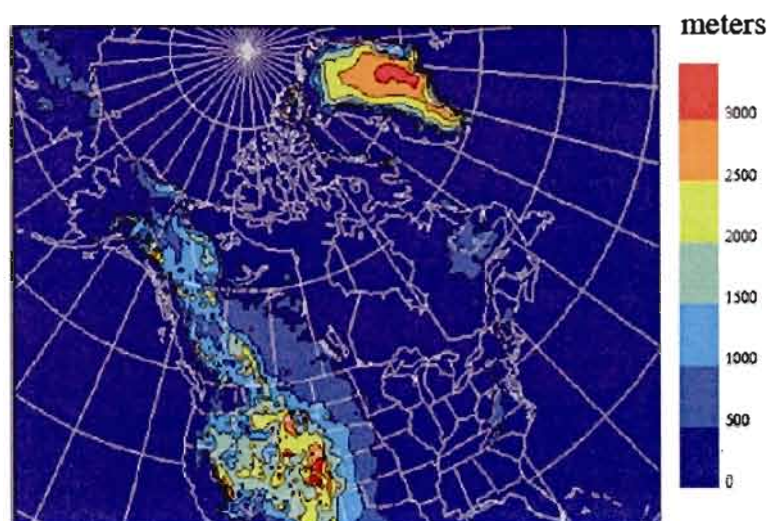


Fig. A.3 The CRCM domain used for E4 and E5. The domain contains 193X145 grid points at 45 km resolution. RMSD time series are computed over the inner 173X125 grid points. Topographic height is shown as different shades of gray.

## References

- Caya, D. and R. Laprise, 1999: A semi-Lagrangian semi-implicit regional climate model: The Canadian RCM., *Mon. Wea. Rev.*, **127**(3), 341-362.
- Caya, D. and S. Biner, 2004: Internal Variability of RCM Simulations over an Annual Cycle, *Clim. Dyn.*, **22**, 33-46.
- Christensen, O. B., M. A. Gaertner, J. A. Prego and J. Polcher, 2001: Internal Variability of Regional Climate Models, *Clim. Dyn.*, **17**, 875-887.
- von Storch, H., H. Langenberg and F. Feser, 2000: A spectral nudging technique for dynamical downscaling purposes, *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 3664-3673.

---

Address any correspondence to Philippe Lucas-Picher ([picher@sca.uqam.ca](mailto:picher@sca.uqam.ca)), Daniel Caya ([caya.daniel@ouranos.ca](mailto:caya.daniel@ouranos.ca)) or Sébastien Biner ([biner.sebastien@ouranos.ca](mailto:biner.sebastien@ouranos.ca)).

## **Appendice B**

### **Relation between RCM's internal variability and residency time of the atmospheric parcels into the limited area domain**

Philippe Lucas-Picher<sup>1</sup>, Daniel Caya<sup>2</sup> and Sébastien Biner<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Department of Environmental Sciences, UQAM, Montréal, Québec, Canada. (picher@sca.uqam.ca)

<sup>2</sup>Ouranos Consortium, Montréal, Québec, Canada.

Publié dans Research activities in Atmospheric and Oceanic Modelling, WMO/TD,  
edited by J. Côté, April 2006.

Internal variability is an intrinsic characteristic of the climate system. It is the variability in the climate system that is observed without modification in the forcings. This variability comes from the dynamic and thermodynamic non-linear relations which govern the atmosphere and oceans circulations. This variability is also generated by the interactions between the components of the climate systems, which operate at different time scales.

The internal variability in general circulation models (GCM) is visible when two simulations started with different initial conditions diverge from one another leading to two completely different states after few days. In regional climate models (RCM), internal variability is still present but usually lower than GCM's one because the RCM domain is limited and a continual flow of information, which feeds the limited area domain at the boundaries, controls the simulation.

Lucas-Picher et al. (2004) showed that RCM's internal variability increases with domain size due to the weakening of the lateral forcing as the domain expands. Rinke et al. (2004) demonstrated that the RCM's internal variability in an Arctic domain is higher than one in the mid-latitude due to the weak atmospheric flow through the boundaries of the RCM over the Arctic which limits the flow of new information in the domain. The purpose of this work is to study the relation between the residency time of the atmospheric parcels into the limited area domain and the amplitude of the internal variability in RCMs.

To look at the internal variability, two ten-year simulations (1980-1989) are started with a one-month lag in their initial conditions using the Canadian Regional Climate Model (CRCM) (Caya and Laprise, 1999). The CRCM simulations are driven by NCEP reanalysis over a domain of 193 by 145 grid points at 45-km resolution. An ageing tracer is used to evaluate the residency time of each atmospheric parcel into the limited area domain. The tracer works as a pollutant atmospheric tracer where the concentration is replaced by the time spent in the domain. When an atmospheric parcel comes into the domain, its tracer is initialized to 0 and at every time step, the tracer is ageing 15 minutes. The tracers are fully advected by the model circulation.

Figure B.1 shows the mean summer and winter residency time at 850 hPa for the ten-year simulation. Because of the westward general circulation, the time spent in the domain is shorter on the west side of the domain than on the east side. According to the faster circulation in winter, the residency time is shorter in winter than in summer. The residency time over the Rocky Mountains and Greenland has to be ignored because a simple interpolation is done through the mountains to get the values at 850 hPa. These values will be masked in the subsequent analysis.



The internal variability is measured from the differences between each lagged simulation using the temporal root mean square difference (TRMSD):

$$TRMSD(i, j, k) = \sqrt{\frac{1}{NT} \sum_{t=1}^{NT} (A(i, j, k, t) - B(i, j, k, t))^2},$$

where A and B are the two simulations and NT is the length of the simulation in number of time steps. Figure B.2 presents the TRMSD of mean sea level pressure (MSLP) for summer and winter. The summer and winter figures are similar. On the western side of the domain, the differences between each simulation are low because the atmospheric flow just came into the domain. At the opposite, on the eastern side of the domain, the differences are high because the simulations have time to diverge from one another and the lateral forcing is weak.

To study a relation between the residency time and the MSLP TRMSD, a scatter plot using each cells of the domain is drawn (see fig. B.3). On each plot, the best linear fit is drawn and the equation of this fit is indicated. Also, the linear correlation is computed. The cloud of points exhibits approximately a linear fit where small TRMSD have a short residency time and high TRMSD have a long residency time. The correlation between the residency time and the TRMSD is of 0.94 in summer and winter, meaning that the relation is strong. With the same pattern of TRMSD, it is the slope of the fit that differentiate the summer from the winter. For a same residency time, each simulation has higher differences in winter than in summer. This can be explained by the stronger gradients in winter where different behavior for each simulation created large differences. This is a preliminary study and it is expected that this relation will not be present for all atmospheric variables.

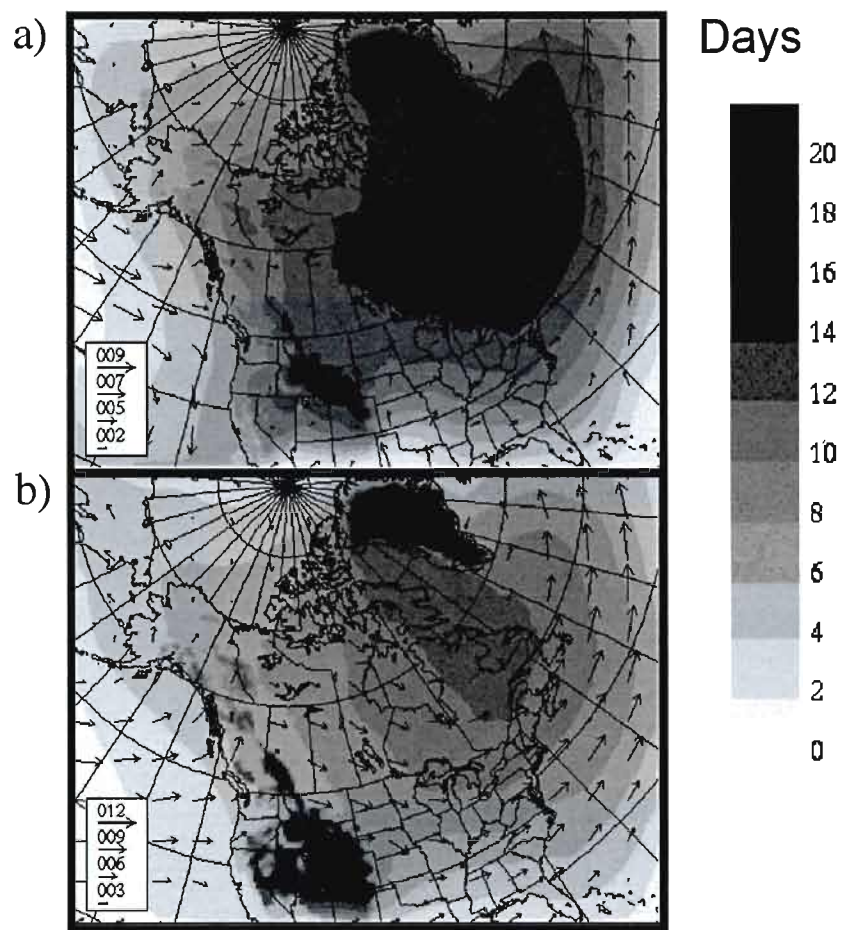


Fig. B.1 Mean residency time in a) summer (JJA) and b) winter (DJF) at 850 hPa for the ten-year simulation. The arrows indicate the wind circulation.

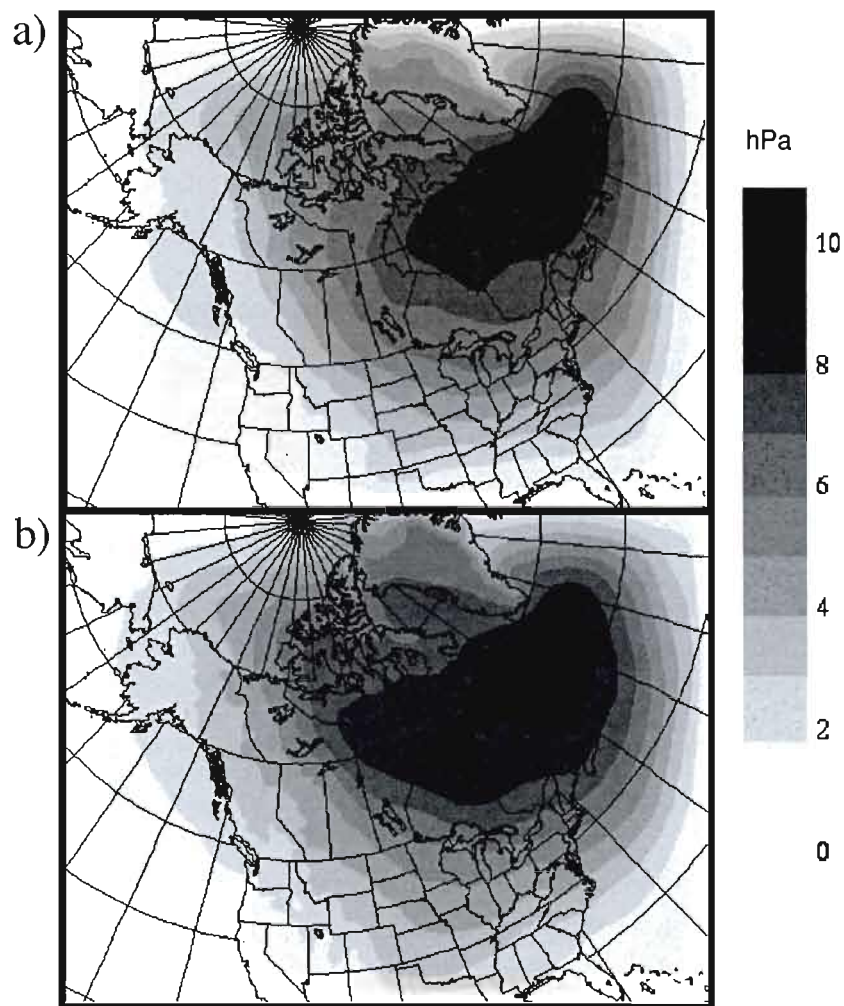


Fig. B.2 MSLP TRMSD for a) summer (JJA) and b) winter (DJF) for the ten-year simulation.

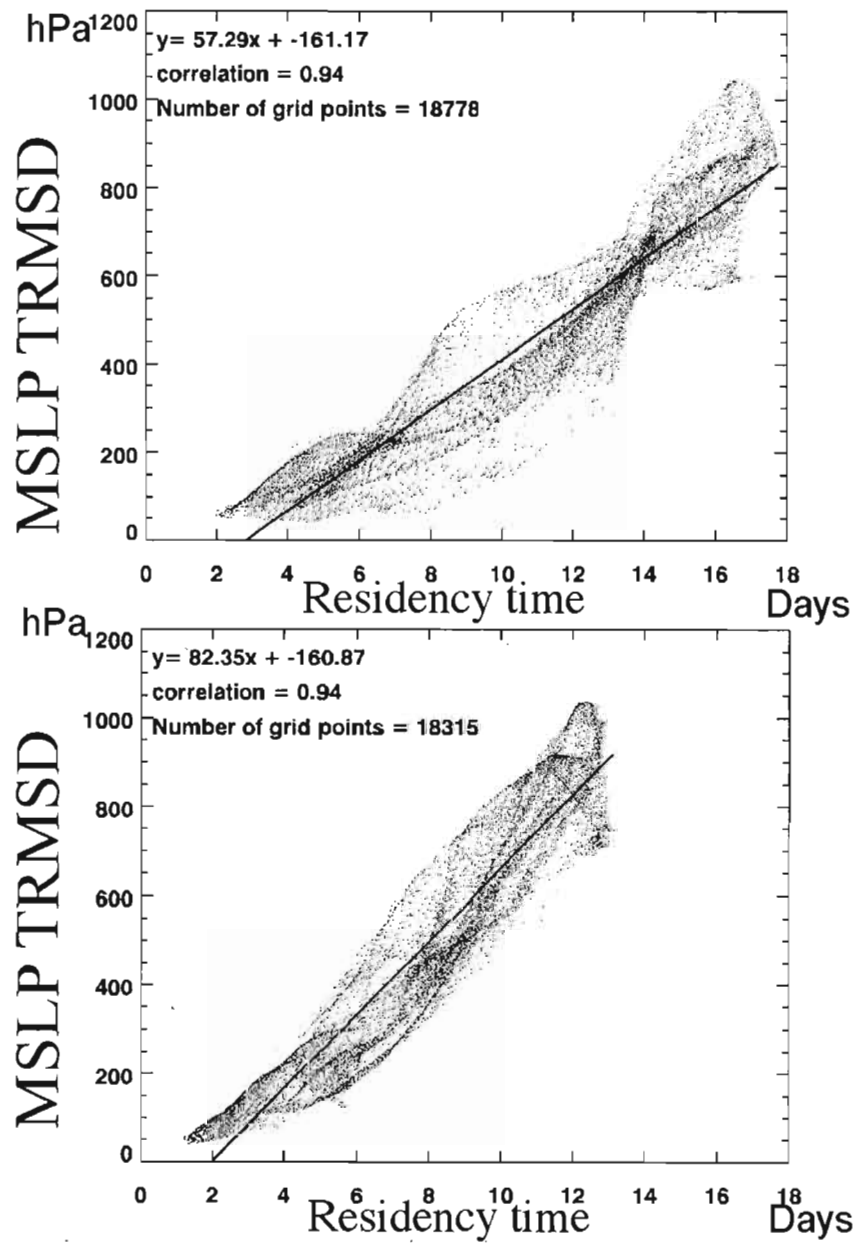


Fig. B.3 Scatter plot between the MSLP TRMSD and the residency time in a) summer (JJA) and b) winter (DJF).

## References

- Caya, D. and R. Laprise, 1999: A semi-implicit semi-Lagrangian regional climate model: The Canadian RCM, *Mon. Wea. Rev.*, 127 (3), 341-362.
- Lucas-Picher, P., D. Caya and S. Biner, 2004: RCM's internal variability as function of domain size. *Research activities in Atmospheric and Oceanic Modelling*, WMO/TD, J. Côté, Ed., 1220 (34): 7.27-7.28.
- Rinke, A., P. Marbaix and K. Dethloff, 2004: Internal variability in arctic regional climate simulations: Case study for the SHEBA year, *Climate research*, 27, 197-209.

## BIBLIOGRAPHIE

- Alexandru, A., R. de Elía et R. Laprise, 2007: Internal Variability in regional climate downscaling at the seasonal time-scale. *Mon. Wea. Rev.*, **135**, 3221-3238.
- Anthes, R. A., Y.-H. Kuo, E.-Y. Hsie, S. Low-Nam et T. W. Bettge, 1989: Estimation of skill and uncertainty in regional numerical models. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **115**, 763–806.
- Bard, E., 2006: *L'homme et le climat: une liaison dangereuse*. Éditions Gallimard, Paris, 127 p.
- Baumhefner, D. P. et D. J. Perkey, 1982: Evaluation of lateral boundary errors in a limited-domain model. *Tellus*, **34**, 409-428.
- Beltrando, G. et L. Chémery, 1995: *Dictionnaire du climat*. Larousse, Paris, 344 p.
- Caya, D. et S. Biner, 2004: Internal variability of RCM simulations over an annual cycle. *Clim. Dyn.*, **22**, 33-46.
- Caya, D. et R. Laprise, 1999: A semi-implicit semi-Lagrangian regional climate model: The Canadian RCM. *Mon. Wea. Rev.*, **127**, 341-362.
- Christensen, O.B., M.A. Gaertner, J.A. Prego et J. Polcher, 2001: Internal Variability of Regional Climate Models. *Clim. Dyn.*, **17**, 875-887.
- de Elía, R., D. Caya, A. Frigon, H. Côté, M. Giguère, D. Paquin, S. Biner, R. Harvey, et D. Plummer, 2008: Evaluation of uncertainties in the CRCM-simulated North American climate. *Clim. Dyn.* **30**, 113-132, 10.1007/s00382-007-0288-z.
- Denis, B., R. Laprise, D. Caya et J. Côté, 2002: Downscaling ability of one-way-nested regional climate models: The Big-Brother experiment. *Clim. Dyn.*, **18**, 627-646.

- Denis, B., R. Laprise et D. Caya, 2003: Sensitivity of a Regional Climate Model to the spatial resolution and temporal updating frequency of the lateral boundary conditions. *Clim. Dyn.*, **20**, 107-126.
- Errico, R. M. et D.P. Baumhefner, 1987: Predictability experiments using a high-resolution limited-area model. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 488-504.
- Gleick, J., 1989: *Chaos: Making a new science*, Penguin Paperbacks, Londres, 368 p.
- Giorgi, F. et X. Bi, 2000: A Study of Internal Variability of a Regional Climate Model. *J. Geophys. Res.*, **105**, 29503-29521.
- Jones, R. G., J. M. Murphy et M. Noguer, 1995: Simulation of climate change over Europe using a nested regional-climate model. I: Assessment of control climate, including sensitivity to location of lateral boundaries. *Q. J. R. Meteor. Soc.*, **121**, 1413-1449.
- IPCC, 2001: Houghton, J. T., Y. Ding, D. J. Griggs, M. Noguer, P. J. van der Linden, X. Dai, K. Maskell et C. A. Johnson, 2001: *Climate Change 2001 : The Scientific Basis*, Cambridge University Press, Cambridge, 881 p.
- IPCC: 2007, S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Averyt, M. Tignor et H. J. Miller, 2007: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 996 pp.
- Leduc, M. et R. Laprise, 2008: Regional Climate Model sensitivity to domain size. *Clim. Dyn.*, Online First, doi:10.1007/s00382-008-0400-z.
- Miguez-Macho, G., G. L. Stenchikov et A. Robock, 2004: Spectral nudging to eliminate the effects of domain position and geometry in regional climate model simulations. *J. Geo. Res.*, **109**, D13104, doi:10.1029/2003JD004495.
- Pasini, A., 2005: *From observations to simulations*. World Scientific Publishing, Singapour, 216 p.
- Paty, M., 2003: Systèmes dynamiques et phénomènes critiques. Chap. in *La physique du XXe siècle*, p. 125-153. Les Ulis (France), EDP Sciences.

- Peat, D. F., 2002: From clockwork to chaos. Chap. in *From certainty to uncertainty: The story of science and ideas in the twentieth century*, p. 115-153, Washington D.C., National Academy Press.
- Peixoto, J. P. et A. H. Oort, 1992: *Physics of Climate*. American Institute of Physics, New York, 520 p.
- Plummer, D., D. Caya, H. Côté, A. Frigon, S. Biner, M. Giguère, D. Paquin, R. Harvey et R. de Elía, 2006: Climate and climate change over North America as simulated by the Canadian Regional Climate Model. *J. Clim.*, **19**, 3112-3132.
- Rinke, A., P. Marbaix et K. Dethloff, 2004: Internal variability in Arctic regional climate simulations: case study for the Sheba year. *Clim. Res.*, **27**:197-209.
- Separovic, L., R. de Elía et R. Laprise, 2008: Reproducible and Irreproducible Components in Ensemble Simulations with a Regional Climate Model. *Mon. Wea. Rev.*, Online First, doi: 10.1175/2008MWR2393.1.
- Trump, M.A., 1998: *What is chaos? a five-part online course for everyone*. En ligne, <http://order.ph.utexas.edu/chaos/index.html>, Consulté le 19 septembre 2007.
- Vannitsem, S. et F. Chomé, 2005: One-way nested regional climate simulations and domain size. *J. Clim.*, **18**, 229-233.
- von Storch, H., 2005: Models of global and regional climate. In *Encyclopedia of Hydrological Sciences, Part 3: Meteorology and Climatology*. sous la direction de M.G. Anderson, p. 478-490. Londres, Wiley.
- Vukicevic, T. et J. Paegle, 1989: The influence of one-way interacting lateral boundary conditions upon predictability of flow in bounded numerical models. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 340-350.
- Vukicevic, T. et R. M. Errico, 1990: The influence of artificial and physical factors upon predictability estimates using a complex limited-area model. *Mon. Wea. Rev.*, **118**, 1460-1482.